

Département de géomatique appliquée  
Faculté des lettres et sciences humaines  
Université de Sherbrooke

Analyse des données de la mission Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) sur des bassins versants choisis au Canada pour la caractérisation des eaux souterraines.

Par

Mohamed Amine Youssouf Touré

Mémoire de Maître ès sciences (M.Sc.) géographiques, cheminement de type recherche en télédétection.

Septembre 2016

© Mohamed Amine Youssouf Touré, 2016

## Identification du jury :

### **Directeur de recherche :**

Prof. Kalifa Goïta, PhD.

Professeur titulaire, Département de géomatique appliquée

Chercheur, Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL)

Université de Sherbrooke.

### **Co-directrice de recherche :**

Prof. Ramata Magagi

Professeure agrégée, Département de géomatique appliquée,

Chercheuse, Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL)

Université de Sherbrooke.

### **Membres du jury :**

Prof. Goze Bertin BÉNIÉ, PhD.

Professeur titulaire, Département de géomatique appliquée

Chercheur, Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL)

Université de Sherbrooke.

Prof. Lacina Coulibaly, PhD.

Professeur agrégé en télédétection, École de Foresterie, Université de Moncton, Campus d'Edmundston.

## Résumé du projet :

Les eaux souterraines ont un impact majeur sur la vie terrestre, les besoins domestiques et le climat. Elles sont aussi un maillon essentiel du cycle hydrologique. Au Canada par exemple, plus de 30 % de la population est tributaire des eaux souterraines pour leur alimentation en eau potable. Ces ressources subissent de nombreuses pressions sous l'influence de certains facteurs comme la salinisation, la contamination et l'épuisement. La variabilité du climat et la demande croissante sur ces ressources imposent l'amélioration de nos connaissances sur les eaux souterraines.

L'objectif principal du projet de recherche est d'exploiter les données d'anomalies (TWS) de la mission Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) pour localiser, quantifier et analyser les variations des eaux souterraines à travers les bassins versants du Bas-Mackenzie, du Saint-Laurent, du Nord-Québec et du Labrador. Il s'agit aussi d'analyser l'influence des cycles d'accumulation et de fonte de neige sur les variations du niveau des eaux souterraines. Pour estimer les variations des eaux souterraines, la connaissance des autres paramètres du bilan hydrologique est nécessaire. Ces paramètres sont estimés à l'aide des sorties du modèle de surface CLM du Système Global d'Assimilation des Données de la Terre (GLDAS). Les données GRACE qui ont été utilisées sont celles acquises durant la période allant de mars 2002 à août 2012.

Les résultats ont été évalués à partir d'enregistrements de niveaux piézométriques provenant de 1841 puits localisés dans les aquifères libres du bassin des réseaux de suivi des eaux souterraines au Canada. Les valeurs de rendements spécifiques des différents types d'aquifères de chaque puits et celles des variations mensuelles du niveau d'eau dans ces puits ont été utilisées pour estimer les variations des anomalies des eaux souterraines *in-situ*.

L'étude de corrélation entre les variations des anomalies des eaux souterraines estimées à partir de la combinaison GRACE-GLDAS et celles issues de données *in-situ* révèle des concordances significatives avec des valeurs de  $R = 0,46$  et  $R = 0,50$  entre  $\Delta GW$  et  $\Delta GW_{Piézo}$ , respectivement pour le bassin du Bas-Mackenzie et celui du Saint-Laurent. Quant à la combinaison de tous les bassins, elle s'est caractérisée par une corrélation un peu plus faible ( $R = 0,44$ ). Les valeurs des coefficients de corrélation calculée avec des données indépendantes de SWE venant des produits GlobSnow ;  $R = -0,68$  sur le bassin du Bas-Mackenzie,  $R = -0,76$  sur le bassin versant du Nord-du-Québec et du Labrador,  $R = -0,51$  sur le bassin versant du Saint-Laurent et  $R = -0,52$  pour les trois bassins réunis, montrent que  $\Delta GW$  est très sensible à la quantité d'eau dans la neige, avec des spécificités pour chaque bassin versant étudié.

**Mots-clés :** GRACE, GLDAS, CLM, Bassin versant, mesures piézométriques, rendement spécifiques.

### **Project Abstract**

Groundwater is an important component of the hydrological cycle. In Canada, more than 30% of the population relies on the main source of water for domestic use. These resources are under pressure factors such as salinization, contamination and exhaustion. Our knowledge on groundwater needs improvement because of climate variability and an increasing demand for these resources.

The main objective of this project is to use the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) mission data (TWS) anomalies to locate, quantify and analyze the groundwater changes in Mackenzie St. Lawrence, North-Quebec and Labrador basins. Also this work aims to analyze the influence of accumulation cycles and snowmelt on groundwater level changes. For this groundwater changes estimation, it is necessary to estimate other water balance parameters. These parameters are estimated by using the outputs of the land surface model CLM of the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) Data Products. The TWS data used are from March 2002 to august 2012.

The results were evaluated by using the groundwater levels records from 1841 wells located in the free aquifers of different Canadian groundwater monitoring networks. The Specific yields values of the different types of aquifers from each well and the monthly changes in the water level in these wells were used to estimate changes in the *in-situ* groundwater anomalies.

The correlation study between changes in groundwater anomalies estimated from the combination GRACE-GLDAS and those from *in-situ* data reveals significant matches with values of  $R = 0,46$  and  $R = 0,50$  between  $\Delta GW$  and  $\Delta GW_{Piézo}$  respectively for the Lower-Mackenzie and the St. Lawrence basins. The combination of all the basins is characterized by a slightly weaker correlation ( $R = 0,44$ ). The correlation coefficients calculated with an independent data coming from SWE GlobSnow products are  $R = -0,68$  for Lower-Mackenzie River Basin,  $R = -0,76$  for Nord-du-Québec and Labrador basin,  $R = -0,51$  for St. Lawrence basin and  $R = -0,52$  for the three basins taken together. These correlations show that  $\Delta GW$  is very sensitive to the snowmelt water amount, but with specificities for each studied basin.

**Keywords:** GRACE, GLDAS, CLM, Basin, piezometric measurements, specific yield.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>Résumé du projet :</b> .....	<b>iii</b>
<b>Project Abstract</b> .....	<b>iv</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>vii</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>ix</b>
<b>SIGLES ET ACRONYMES</b> .....	<b>x</b>
<b>CHAPITRE 1: Mise en contexte et problématique</b> .....	<b>1</b>
1.1 Importance des eaux souterraines .....	1
1.2 Objectifs .....	4
1.3 Hypothèses .....	4
<b>CHAPITRE 2 : Cadre théorique</b> .....	<b>5</b>
2.1 Revue de littérature .....	5
2.2 Principe physique de mesure des anomalies de la colonne d'eau totale par GRACE .....	8
2.3 Passage de l'anomalie de la colonne d'eau totale (TWS) aux eaux souterraines .....	14
2.4 Bilan hydrologique et estimation des eaux souterraines .....	15
2.5 Description de GLDAS .....	17
<b>CHAPITRE 3 : Site d'étude et données</b> .....	<b>20</b>
<b>3.1 Site d'étude</b> .....	<b>20</b>
3.1.1 Bassin versant du Bas-Mackenzie .....	20
3.1.2 Bassin versant du Saint-Laurent .....	23
3.1.3 Bassin versant du Nord-du-Québec et du Labrador .....	24
3.2 Données .....	24
3.2.1 Données GRACE .....	25
3.2.2 Données GLDAS .....	25
3.2.3 Données piézométriques. ....	26
3.2.4 Données de neige .....	27
<b>CHAPITRE 4 : Méthodologie</b> .....	<b>28</b>
4.1 Extraction des anomalies du stock d'eau à partir de GRACE .....	28
4.2 Extraction des paramètres du bilan hydrologique .....	30
4.3 Estimation des anomalies des eaux souterraines .....	32
4.4 Estimation des anomalies d'eaux souterraines à partir des données piézométriques .....	33

<b>CHAPITRE 5 : Résultats et analyses</b>	<b>36</b>
5.1 Anomalies de stocks d'eau dérivées de GRACE	36
5.2 Humidité du sol et variations d'anomalies d'humidité du sol	39
5.3 Équivalent en eau de la neige et variations d'anomalies d'équivalent en eau de la neige	43
5.4 Eau de la canopée et variations d'anomalies d'eau de la canopée	45
5.5 Variations d'anomalies des eaux souterraines estimées	49
5.6 Comparaison de $\Delta GW$ avec les anomalies d'eaux souterraines <i>in-situ</i>	51
5.6.1 Comparaison des profils temporels	51
5.6.2 Analyse de corrélation	54
5.7.1 Analyse de l'impact des cycles d'accumulation et de fonte de neige	56
5.7.2 Étude de corrélation entre $\Delta SWE$ et $\Delta GW$	58
<b>CHAPITRE 6 : Discussion des résultats et conclusion</b>	<b>61</b>
6.1 Discussion	61
6.2 Conclusion	69
<b>7. Références</b>	<b>72</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1:</b> Principe de mesure du satellite GRACE de la gravité terrestre (adaptation du principe de fonctionnement du satellite GRACE, présentation Power Point Rodell, 2002). .....	9
<b>Figure 2:</b> Cycle global de l'eau, modification présentation Cazenave, (2013). .....	15
<b>Figure 3:</b> Représentation schématique des processus primaires et des fonctionnalités dans CLM4. <a href="http://www.cesm.ucar.edu/models/clm">http://www.cesm.ucar.edu/models/clm</a> . .....	18
<b>Figure 4 :</b> Localisation des bassins versants et répartition des points de mesures piézométriques. 20	
<b>Figure 5 :</b> Modification des composantes du cycle hydrologique du modèle CLM <a href="http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/components/hydrocycle.html">http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/components/hydrocycle.html</a> . .....	26
<b>Figure 6 :</b> Organigramme méthodologique .....	28
<b>Figure 7:</b> Diagramme structurel du traitement de données GRACE pour un bassin versant donné. 29	
<b>Figure 8 :</b> Diagramme structurel du modèle de conception de traitement de données CLM pour un bassin versant donné. ....	32
<b>Figure 9:</b> Variation d'anomalies de la colonne d'eau totale $\Delta TWS$ (cm) de GRACE pour le mois de mars 2006. ....	36
<b>Figure 10 :</b> Séries temporelles de $\Delta TWS$ de mars 2002 à août 2012 : (a) bassin du Bas-Mackenzie, (b) bassin du Saint-Laurent (c) bassin du Nord-Québec et Labrador, et (d) ensemble des bassins combinés. La ligne jaune représente la courbe de tendance linéaire. ....	37
<b>Figure 11 :</b> Variation spatiale de l'humidité du sol (mm) pour toute la zone d'étude pour le mois de juin 2007. ....	40
<b>Figure 12 :</b> Série temporelle (mars 2002 à août 2012) de l'humidité du sol (SM) issue de CLM sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), dans le bassin du Nord-Québec et Labrador (c), et dans toute la zone d'étude (d). ....	41
<b>Figure 13:</b> Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) des variations d'anomalies $\Delta SM$ issues de CLM sur les bassins versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et l'ensemble de la zone d'étude (d) ; en jaune : courbe de tendance linéaire. ....	42
<b>Figure 14:</b> Variation spatiale de l'équivalent en eau de la neige SWE (mm) dérivé du modèle CLM pour le mois de mars 2006. ....	43
<b>Figure 15 :</b> Séries temporelles d'équivalent en eau de la neige dérivées des simulations du modèle CLM de mars 2002 à août 2012) pour (a) le le bassin du Bas-Mackenzie (b) le bassin du Saint Laurent (c) le bassin du Nord-Québec et Labrador, et (d) l'ensemble de la zone d'étude. ....	44

<b>Figure 16:</b> Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) d'anomalies $\Delta SWE$ issues de CLM pour le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d). En jaune : courbe de tendance linéaire. ....	45
<b>Figure 17:</b> Variation spatiale de l'eau de la canopée WCan (mm) durant le mois de décembre 2006 pour l'ensemble des trois bassins versants. ....	46
<b>Figure 18 :</b> Séries temporelles (mars 2002-août 2012) de l'eau de la canopée dans le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d). ....	47
<b>Figure 19:</b> Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) de $\Delta WCan$ issues de CLM sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d). En jaune : courbe de tendance linéaire. ....	48
<b>Figure 20:</b> Séries temporelles de $\Delta GW$ de mars 2002 à août 2012, pour le bassin du Bas-Mackenzie (a), le bassin du Saint Laurent (b), le bassin du Nord-du-Québec et Labrador (c), et l'ensemble de la zone d'étude (d). En vert : courbe de tendance linéaire. ....	49
<b>Figure 21:</b> Comparaison des séries temporelles (mars 2002 à août 2012) des variations d'anomalies <i>in-situ</i> ( $\Delta GWP_{i\acute{e}zo}$ ) et estimées à l'aide de GRACE et GLDAS ( $\Delta GW$ ) pour le bassin du Bas-Mackenzie. ....	52
<b>Figure 22:</b> Comparaison des séries temporelles des variations d'anomalies <i>in-situ</i> ( $\Delta GWP_{i\acute{e}zo}$ ) et estimées à l'aide de GRACE et GLDAS ( $\Delta GW$ ) pour le bassin du Saint-Laurent. ....	53
<b>Figure 23 :</b> Comparaison des séries temporelles (mars 2002 à août 2012) des variations d'anomalies $\Delta GWP_{i\acute{e}zo}$ et $\Delta GW$ sur l'ensemble de la zone d'étude. ....	54
<b>Figure 24 :</b> Régression linéaire entre les variations d'anomalies d'eaux souterraines estimées par la combinaison GRACE/GLDAS et celles calculées à partir des mesures piézométriques <i>in-situ</i> pour le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), et l'ensemble du territoire (c). ....	55
<b>Figure 25:</b> Étude d'impact des variations d'anomalies $\Delta SWE$ (bleu) sur $\Delta GW$ (rouge) sur le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et toute la zone d'étude (d). ....	57
<b>Figure 26 :</b> Régression entre $\Delta GW$ et $\Delta SWE$ dans les bassins étudiés ....	58
<b>Figure 27 :</b> Index de Déficit de Stockage Total (TSDI) estimé à partir des données TWS de GRACE sur le bassin de la rivière Saskatchewan entre août 2002 et août 2006 (extraite de Hanesiak <i>et al.</i> , 2011). ....	62



## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1 :</b> Synthèse des données utilisées. ....	27
<b>Tableau 2 :</b> Liste des paramètres de sortie de CLM (lat = latitude, lon = longitude, nsoil = nombre de couches de sols du modèle CLM). ....	31
<b>Tableau 3:</b> Statistiques sur les rendements spécifiques de chaque type d'aquifère provenant de 17 cas d'études (Healy et Cook, 2002). ....	34
<b>Tableau 4 :</b> Sommaire des résultats des analyses de régression entre $\Delta GW$ et $\Delta GW_{Piézo}$ . ....	54
<b>Tableau 5 :</b> Analyse statistique de régression entre $\Delta GW$ et $\Delta SWE$ GlobSnow. ....	59

## SIGLES ET ACRONYMES

<b>TWS :</b>	Anomalie de la colonne d'eau totale mesurée par GRACE;
<b><math>\Delta</math>TWS :</b>	Variation d'anomalie de la colonne d'eau totale mesurée par GRACE.
<b>SM :</b>	Humidité du sol ;
<b><math>\Delta</math>SM :</b>	Variation d'anomalie d'humidité du sol.
<b>SWE:</b>	Équivalent en eau de la neige;
<b><math>\Delta</math>SWE:</b>	Variation d'anomalie d'équivalent en eau de la neige.
<b>WCan :</b>	Eau de la canopée;
<b><math>\Delta</math>WCan:</b>	Variation d'anomalie d'eau de la canopée.
<b>GW :</b>	Eau souterraine ;
<b><math>\Delta</math>GW :</b>	Variation d'anomalie d'eau souterraine.
<b><math>\Delta</math>GWPiezo :</b>	Variation d'anomalie d'eau souterraine piézométrique
<b><math>\Delta</math>H :</b>	Variation du niveau d'eau dans les puits.
<b>S<sub>Y</sub> :</b>	Rendement spécifique

## **Dédicace et remerciements**

Je dédie ce mémoire à mon épouse Kaïlatou AMADOU et à mes enfants Faridatou, Ridwanath et Rayyane pour le soutien et les sacrifices consentis sans lesquels ce travail ne serait jamais réalisé.

Le présent mémoire de maîtrise est le résultat de multiples efforts déployés et de sacrifices consentis par bon nombre de personnes. Je dois la conduite et l'aboutissement de ce projet à mes directeurs de recherche : Prof. Kalifa Goïta et Prof. Ramata Magagi pour leur constant suivi, leur effort d'encadrement et pour toutes les heures qu'ils ont consacrées à diriger cette recherche. Qu'ils daignent recevoir l'expression de ma reconnaissance.

Mes remerciements vont à l'endroit des membres du Jury : Prof. Goze B. Béné et Prof. Lacina Coulibaly tout l'honneur vous est rendu pour avoir accepté d'apprécier ce travail.

Je manifeste ma profonde gratitude à l'endroit de mon frère Dr Ally Mounirou Touré pour ses précieux conseils et également à l'endroit du Dr. Yves Voirin et de Huizhong Lu pour m'avoir appris l'outil de programmation python qui a servi au traitement des données.

Mes remerciements s'adressent également à Diane Myrand du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs, à Jane Stewart du Programs Coordinator Canadian Council of Ministers of the Environment, à Kei Lo du Water Security Agency de la Saskatchewan ; à Guy Bayegnak du Alberta Environment et à Ronald Hempel du Groundwater Management, Manitoba Water Stewardship et Heather Brodie-Brown du Ontario Ministry of the Environment and Climate Change pour leur collaboration dans ce projet en fournissant les bases de données sur les différentes mesures piézométriques .

Je tiens à témoigner toute ma gratitude à mon ami Amirouche Benchallal pour ses multiples conseils, ces avis critiques et ces apports quoi que inestimables dans la réalisation de ce mémoire.

J'adresse mes remerciements à tous les autres enseignants du Département de géomatique appliquée et à toute l'administration de la faculté pour leurs différents enseignements et services rendu tout au long de la conduite de ce projet.

Enfin, je voudrais exprimer ma reconnaissance envers mes amis et collègues du Département de géomatique appliquée qui ont contribué de près ou de loin dans la réalisation de ce projet de recherche.

## **CHAPITRE 1: Mise en contexte et problématique**

### **1.1 Importance des eaux souterraines**

Les eaux souterraines ont un impact majeur sur la vie terrestre, les besoins domestiques et le climat (Todd et Mays, 2005). Elles constituent la plus grande réserve en eau douce liquide de la planète. Elles constituent un maillon essentiel du cycle hydrologique. Ainsi, elles contribuent à l'écoulement fluvial et affectent les systèmes d'eau de surface comme les ruisseaux, les lacs et les zones humides (Miguez-Macho et Fan, 2012). Elles sont la principale source d'approvisionnement en eau à usage domestique, agricole et industriel dans plusieurs régions du globe (Choi *et al.*, 2014). Plus du tiers de la population mondiale dépend des nappes d'eaux souterraines pour répondre à ses besoins en eau potable et en eau d'irrigation (Alley *et al.*, 2002).

Pour des raisons économiques et sociales, la demande en eaux souterraines ne cesse de s'accroître. La croissance rapide de la population mondiale et les activités qui y sont liées en sont la cause principale (Ferguson et Maxwell, 2012; Döll *et al.*, 2012; Scanlon *et al.*, 2012). Ainsi, dans certaines régions du monde, les ressources en eaux souterraines subissent de nombreuses pressions comme la surexploitation et les contaminations issues de sources de pollution multiples tels les systèmes septiques qui fuient, les sites d'enfouissement, les déchets industriels, les déchets de bestiaux, les déchets des usines de traitement dans les régions minières, la décharge de boues, les cimetières, l'écoulement de surface de sel et autres produits chimiques sur les routes, le goudron, les pesticides et les fertilisants (Schoeller, 1975). Les travaux de Rodell *et al.* (2009) montrent une diminution significative des réserves en eaux souterraines dans certaines parties de l'Inde à cause de l'irrigation intensive. Ceux de Famiglietti *et al.* (2011) indiquent également le même phénomène en Californie.

Au Canada par exemple, plus de 30 % de la population est tributaire des eaux souterraines pour son alimentation en eau potable ; les zones rurales sont à 80 % dépendantes de ces eaux souterraines (Rivera, 2008). Près du tiers de la population ontarienne et québécoise dépend des eaux souterraines comme sources d'approvisionnement en eau potable (Rivera, 2008; Huang *et al.*, 2012). Dans les Prairies, on estime en moyenne à 32 % la population faisant recours à ces ressources (Huang *et al.*, 2012). Par contre, on estime à plus de 95 % de la population de l'Île-du-

Prince-Édouard et du Yukon qui s'alimentent en eau potable uniquement à partir des eaux souterraines (Rivera, 2008).

Malgré l'importance essentielle et vitale des eaux souterraines pour l'alimentation en eau potable, agricole et industrielle au Canada, on dispose de très peu d'information sur : a) la quantité d'eau stockée dans les nappes souterraines, b) leur débit d'exploitation durable, et c) leur rôle dans le fonctionnement des écosystèmes (Rivera, 2008). La cartographie et la quantification de ces ressources sont indispensables pour leur meilleure gestion.

Il existe plusieurs techniques de mesure des eaux souterraines. A titre d'exemple, nous pouvons citer la méthode des mesures *in-situ* telles que la détermination du niveau de la nappe et sa recharge par piézométrie (Scanlon *et al.*, 2012), et la méthode de séparation des débits (Eckhardt, 2005) pour estimer les débits de base des stations hydrométriques. Bien que ces méthodes soient précises à une échelle spatiale très petite (ponctuelle), elles sont inefficaces pour le suivi à grande échelle des variations spatiotemporelles de ces eaux souterraines. Aussi, elles sont coûteuses et présentent des lacunes spatiales et temporelles du point de vue de leurs résolutions. De plus, la faible densité des métadonnées disponibles rend difficile la conversion de mesures piézométriques en volume d'eau stockée (Rodell *et al.*, 2007).

Avant l'avènement de la mission Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE), il n'existait pas de satellite permettant d'estimer les eaux souterraines à cause de la faiblesse des profondeurs de pénétration des signaux des capteurs utilisés. La télédétection classique était utilisée pour estimer certains paramètres clés du bilan hydrologique tels que l'humidité du sol par l'utilisation des micro-ondes (Jackson *et al.*, 1999), l'épaisseur du manteau neigeux par radiométrie (Andreadis et Lettenmaier, 2006; Durand et Margulis, 2006; Dong *et al.*, 2007; Su *et al.*, 2008). L'interférométrie différentielle radar à synthèse d'ouverture (PS InSAR), basée sur la technique des diffuseurs permanents, est appliquée pour analyser et simuler l'écoulement des eaux souterraines (Bell *et al.*, 2008).

Lancée en mars 2002, la mission GRACE est composée d'un tandem de deux satellites, créé par la National Aeronautic and Space Administration (NASA) et l'Agence spatiale allemande (DLR). Elle permet de cartographier et de quantifier de manière indirecte les variations spatiales et temporelles des eaux souterraines (Famiglietti *et al.*, 2011). GRACE mesure en fait les variations du champ de

gravité terrestre. Ces dernières sont dues aux variations des masses sur le globe terrestre (Tapley *et al.*, 2004; Cazenave et Chen, 2010). De manière générale, ces variations de masses sont dues aux marées terrestres ou océaniques, les masses atmosphériques, le stock des eaux souterraines, l'épaisseur du manteau neigeux et de la glace (calottes glaciaires, glaciers continentaux), les masses océaniques, l'humidité du sol et les eaux de surface (Klosko *et al.*, 2009; Swenson *et al.*, 2006; Famiglietti *et al.*, 2011). GRACE permet de mesurer les variations spatiotemporelles du stock total d'eau de toute la colonne d'eau d'une zone donnée (incluant les eaux de surface, l'humidité du sol, le manteau neigeux, l'eau de la canopée et l'eau souterraine). Ce sont des mesures intégrées qui ne différencient pas les contributions des différentes composantes.

En combinant les données des variations de la colonne d'eau mesurée par GRACE avec les données de modèles de surface, il est possible d'estimer les eaux souterraines (Rodell et Famiglietti, 2001). Les mesures de la mission GRACE se basent sur une relation théorique robuste entre la gravité et la redistribution des masses fluides. Cependant, elles ne permettent pas de distinguer les différentes composantes du signal mesuré et nécessitent donc un prétraitement important afin d'isoler la part des eaux souterraines. De plus, GRACE est caractérisée par une limite de résolution spatiale grossière de l'ordre de 300 à 400 km et une limite de résolution temporelle de 30 jours (Swenson *et al.*, 2003; Wahr *et al.*, 2004; Qile *et al.*, 2011).

Plusieurs travaux de recherche se sont penchés sur l'utilisation des données GRACE pour détecter et cartographier les eaux souterraines (Rodell *et al.*, 2009; Famiglietti *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2012). Par exemple, Rodell *et al.* (2009) ont utilisé ces données pour détecter les eaux souterraines dans certaines régions de l'Inde. En combinant les données GRACE aux estimations des modèles de surface, ils ont pu estimer le volume de pertes d'eau par irrigation (pompage) à des valeurs se situant entre 4,5 et 17,7 km<sup>3</sup> par an. Famiglietti *et al.* (2011) ont réalisé une étude similaire pour estimer à près de 20,3 km<sup>3</sup> le volume de l'épuisement des nappes phréatiques de la Vallée centrale en Californie (États-Unis). Cette étude s'est limitée à l'estimation des variations interannuelles. Plus récemment, Huang *et al.* (2012) ont utilisé les données GRACE afin d'étudier la détectabilité des variations du niveau des eaux souterraines dans le bassin des Grands Lacs (États-Unis et Canada). Ils ont combiné les données GRACE à des mesures *in-situ* et des données de modèles de surface pour détecter les variations annuelles du niveau des nappes d'eau souterraine dans les régions des Grands Lacs. Ce niveau des nappes, exprimé en épaisseur d'eau équivalente, varie entre 27 et 91 mm.

## 1.2 Objectifs

L'objectif principal du projet vise à utiliser les données GRACE pour estimer et analyser les variations des eaux souterraines dans des bassins versants choisis au Québec, en Ontario et dans les Prairies canadiennes.

De façon spécifique, le projet vise à :

- ✚ Étudier les variations saisonnières des masses d'eau totales mesurées par GRACE dans trois environnements différents situés au Québec, en Ontario et dans les Prairies ;
- ✚ Quantifier les eaux souterraines en utilisant la combinaison des données GRACE et celles issues du Système Global d'Assimilation des Données Terrestres, (*Global Land Data Assimilation System* (GLDAS)) de la NASA ;
- ✚ Analyser l'impact des cycles d'accumulation et de fonte de neige sur les variations du niveau des eaux souterraines.

## 1.3 Hypothèses

Notre projet de recherche s'appuie sur les hypothèses suivantes :

- ✚ Les anomalies de la colonne d'eau totale (TWS), mesurée par GRACE, permet de comprendre les variations saisonnières du niveau d'eau totale et de caractériser les eaux stockées dans les nappes souterraines (Zaitchik *et al*, 2008; Rodell *et al*, 2009);
- ✚ Sur le site d'étude, la variation du niveau des eaux souterraines peut-être directement liée aux variations interannuelles de la quantité de neige en surface (Earman *et al*, 2006; Lowry *et al*, 2010 ; Forman *et al*, 2012).

## CHAPITRE 2 : Cadre théorique

### 2.1 Revue de littérature

Les eaux souterraines constituent la plus importante source d'eau douce dans le monde (Rodell *et al.*, 2009). Le rythme de consommation des eaux souterraines s'accroît plus vite que celui de la recharge de la nappe phréatique et leur gestion durable devient de plus en plus le défi principal des pouvoirs publics (Ahmad *et al.*, 2005). Güntner *et al.*(2007) montrent que les eaux souterraines contribuent substantiellement à la variation saisonnière de la réserve d'eau à cause de la capacité de stockage des aquifères. Les eaux souterraines affectent aussi l'atmosphère en agissant sur les profils de l'humidité du sol et sur le taux d'évapotranspiration (Yeh et Eltahir, 2005; Fan *et al.*, 2007; Yeh et Famiglietti, 2009). Par conséquent, elles ont une relation importante avec la variabilité climatique (Taylor, 2012). En dépit de leur importance et du fait qu'elles ne dépendent pas directement des épisodes de précipitations et de ruissellement (Vaux, 2011), le suivi des variations des eaux souterraines et de leur disponibilité sont sujets à des incohérences ( Famiglietti *et al.*, 2011).

Différents types d'approches sont utilisés dans l'étude des eaux souterraines. Parmi les méthodes traditionnelles, nous citons la méthode piézométrique et la méthode de séparation des débits. La piézométrie est une méthode traditionnelle basée sur les mesures des niveaux d'eau des nappes souterraines. Cette méthode permet d'estimer la recharge à une échelle locale (Scanlon *et al.*, 2002). Le suivi et l'estimation *in-situ* des eaux souterraines sont faits à une échelle locale ou régionale à partir des piézomètres. Rodell *et al.*(2007) ont utilisé cette méthode pour calculer la moyenne régionale des fluctuations d'eaux souterraines en se basant sur les séries temporelles des observations faites sur 58 puits dans le bassin du Mississippi. L'approche proposée donnait de meilleurs résultats sur les plus grands sous-bassins.

Yeh et Famiglietti, (2009) ont utilisé les mesures *in-situ* pour montrer l'impact des eaux souterraines sur les taux d'évapotranspiration pendant la saison sèche. Sun *et al.*(2012) ont utilisé cette approche sur les plateaux d'Edwards-Trinité et de Pecos Valley (États-Unis). Ils se sont basés sur la méthode d'analyse des fluctuations de la nappe phréatique pour estimer la recharge. Le premier inconvénient de cette méthode est qu'elle se limite à une échelle régionale à cause de l'insuffisance ou de la quasi-inexistence de puits de mesures piézométriques dans de nombreuses



régions du monde (Ferreira *et al.*, 2014). Le deuxième inconvénient de la méthode est lié aux incertitudes des estimations des hauteurs d'eau et au niveau de précision du rendement spécifique (rapport entre le volume d'eau dans le puits (aquifère libre) et celui de la recharge (Meinzer, 1923 ; Rodell *et al.*, 2007 ; McGuire, 2011) qui est calculé à une échelle spatiale plus générale.

La méthode de séparation des débits est utilisée pour estimer les débits de base des stations hydrométriques (Eckhardt, 2005, Eckhardt, 2012). Cette méthode consiste à partitionner l'écoulement en deux composantes temporelles que sont les eaux souterraines se déversant dans le ruisseau (débit de base) et le ruissellement de surface et hypodermique (débit rapide). Cette méthode repose sur l'hypothèse que la sortie d'un aquifère est linéairement proportionnelle à son stockage. En revanche, cette méthode de séparation des débits ne permet pas un suivi chronologique à long terme, car le débit de base perd sa valeur sur une longue période (Eckhardt, 2005). Aussi, il est nécessaire pour cette méthode, de disposer d'une quantité importante de données *in-situ* de différents points de mesures pour un meilleur suivi des variations de stockage des eaux souterraines.

La télédétection classique ouvre la possibilité d'estimer les ressources en eau avec une couverture spatiale large et une répétitivité temporelle élevée. Elle permet depuis plusieurs années le suivi des variations de niveau d'eau de surface (Oliveira *et al.*, 2001, Birkett *et al.*, 2002), l'estimation des débits (Kouraev *et al.*, 2004) et l'équivalent en eau de la neige (Schmugge *et al.*, 2002), l'estimation de l'humidité des sols au moyen des micro-ondes passives (Njoku et Chan, 2006) et la mesure du déplacement des eaux de surface par interférométrie radar (Galloway et Hoffmann, 2006). L'inconvénient de la télédétection classique est qu'elle ne permet pas d'estimer efficacement les eaux souterraines. Dans la littérature on dispose de très peu de techniques de télédétection classique pour estimer les eaux souterraines. Il est donc nécessaire de recourir aux données de la mission GRACE qui offre une nouvelle opportunité pour le suivi des variations spatio-temporelles à grande échelle du stockage des eaux souterraines (Rodell et Famiglietti, 2001).

GRACE mesure les variations du champ de gravité terrestre sur une base mensuelle et a une résolution spatiale limite de 300 à 400 km (Tapley *et al.*, 2004). Elle permet d'obtenir la colonne d'eau totale intégrée (TWS). Cette dernière comprend sans distinction : l'eau de la canopée, de la

glace, de la neige, des eaux de surface, l'humidité du sol et les eaux souterraines (Tapley *et al.*, 2004 ; Wahr *et al.*, 2004).

Plusieurs études ont utilisé les données GRACE pour estimer les variations des eaux souterraines. Yeh *et al.* (2006) et Rodell *et al.* (2007) ont utilisé les données GRACE pour estimer les variations des eaux souterraines. Ils ont déduit la quantité des eaux souterraines en soustrayant de la  $\Delta TWS$ , la somme de la variation des anomalies d'humidité du sol estimée et celle de l'équivalent en eau de la neige. Rodell *et al.* (2007) ont utilisé les variations  $\Delta TWS$  dérivées de GRACE pour estimer les anomalies de stock d'eau souterraine à partir de la TWS. Ils ont fait appel au modèle global de surface (GLDAS) pour simuler les données de l'humidité du sol et de contenu en eau de la neige. Les mesures piézométriques ont permis de valider les résultats. Cette étude a permis de confirmer aussi la nécessité d'utiliser les données GRACE sur des superficies importantes. Shamsudduha *et al.* (2012) ont fait le suivi des variations des eaux souterraines en observant les tendances saisonnières. Pour estimer les variations des eaux souterraines, ils ont utilisé un réseau de 298 stations de jaugeage pour quantifier les eaux de surface et d'humidité du sol dont la somme a été soustraite de la TWS. Leurs observations ont permis de conclure que l'épuisement des eaux souterraines est dû à l'irrigation pendant la saison sèche.

Famiglietti *et al.* (2011) et Huang *et al.* (2012) ont utilisé la même méthode pour étudier les eaux souterraines. Leurs études ont permis de prouver l'importance de l'application de données GRACE sur de grands bassins grâce à leur limite de résolution spatiale de 300 à 400 km. Pour connaître les variations du niveau des eaux de surface, les niveaux d'eau dans les Grands Lacs ont été suivis à travers des stations de jauge bien réparties sur le bassin. Ces marégraphes de 22 stations ont permis de faire le suivi des variations de ces niveaux d'eau pendant la période allant de 2002 à 2009. Les variations du stock d'eau de surface ont été calculées pour chaque station. Pour estimer le stock d'eaux souterraines, ils ont soustrait de la TWS le stock d'eau de surface. Voss *et al.* (2013) ont utilisé les données GRACE pour montrer l'épuisement des eaux souterraines en Iran. Pour estimer l'humidité du sol et la teneur en eau de la neige, GLDAS a été utilisé. Les eaux de surface ont été mesurées *in-situ*. Ces auteurs ont estimé à près de 1,7 cm la baisse du niveau de ces ressources en eau dans la région du Tigre (Euphrate -Ouest) et ont conclu que les données GRACE peuvent être utilisées pour faire le suivi des variations des eaux souterraines.

Chen *et al.*(2014) ont utilisé le bilan hydrologique pour partitionner les variations d'anomalies de TWS, mesurée par GRACE, en différentes composantes. Ces dernières comprennent la variation d'anomalies des eaux de surface ( $\Delta SW$ ), la variation d'anomalies de l'eau de la végétation ou de la canopée ( $\Delta W_{can}$ ), la variation d'anomalies de l'équivalent en eau de la neige et de la glace ( $\Delta SWE$ ), la variation d'anomalies de l'humidité du sol ( $\Delta SM$ ) et la variation d'anomalies des eaux souterraines ( $\Delta GW$ ). Ils ont estimé les composantes du bilan hydrologique ( $\Delta W_{can}$ ,  $\Delta SWE$ ,  $\Delta SM$ ) en utilisant le Système d'Assimilation de Données de l'Amérique du Nord (NLDAS). Ils ont estimé que  $\Delta W_{can}$  et  $\Delta SW$  sont négligeables pour la période allant de 2003 à 2010 et par conséquent, l'obtention de  $\Delta GW$  équivaut à  $\Delta TWS - (\Delta SM + \Delta SWE)$ . Cela leur a permis de constater une baisse considérable du niveau des eaux souterraines dans le bassin étudié. Joodaki *et al.*(2014) ont adopté le même cheminement pour quantifier les eaux souterraines au Moyen-Orient. Ils ont utilisé le modèle de surface *Community Land Model* (CLM) pour estimer les apports d'humidité du sol ( $\Delta SM$ ), de la neige ( $\Delta SWE$ ), et de l'eau de la canopée ( $\Delta W_{can}$ ) qui sont par la suite soustraits de  $\Delta TWS$ . Les eaux de surface ont été négligées, comme c'est le cas dans la grande majorité des études.

Dans la section qui suit, nous présentons le principe de fonctionnement de la mission GRACE.

## **2.2 Principe physique de mesure des anomalies de la colonne d'eau totale par GRACE**

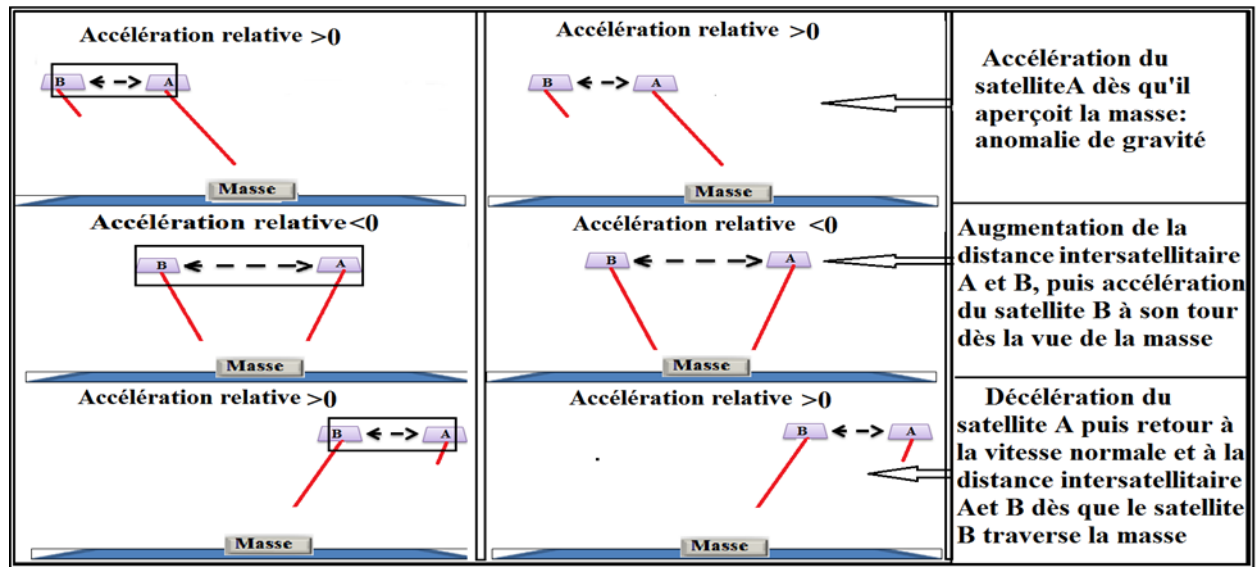
La mission GRACE est composée de deux satellites identiques fonctionnant en tandem appelé Tom et Jerry. Ces deux satellites gravitent sur des trajectoires colinéaires (même orbite) et se déplacent dans la même direction. Une distance de 220 km sépare les deux satellites. Les caractéristiques orbitales sont traitées en détail dans Wiese *et al.* (2009). Le satellite GRACE a une limite de résolution temporelle d'environ 30 Jours. Sa limite résolution spatiale est de l'ordre de 300 à 400 km (Qile *et al.*, 2011).

Les mesures effectuées par GRACE reposent sur le phénomène naturel d'interaction entre deux corps. Ce phénomène est décrit physiquement par la force gravitationnelle  $F$  entre la terre, de masse  $m_1$ , et le satellite GRACE, de masse  $m_2$ . Les deux masses sont séparées par une distance  $r$ . La force  $F$  entre la terre et l'un des satellite du tandem est donnée par l'équation de Newton sur le phénomène de gravitation universelle (Capderou, 2012):

$$F = G \frac{m_1 \times m_2}{r^2} \quad (1)$$

Où  $G$  : représente la constante de gravitation universelle ( $\text{N.m}^2.\text{kg}^{-2}$ );  $m_1$  et  $m_2$  (kg) et  $r$  (m) et  $F$  en Newton (N).

Au cours du déplacement du tandem (Figure 1), lorsque le premier satellite (avant) passe au-dessus d'une région de gravité plus forte ou faible, une anomalie (fluctuation) de gravité est ressentie. Ceci provoque une accélération du premier satellite et par conséquent la distance entre les deux satellites augmente. Lorsque ce satellite dépasse cette zone «d'anomalie de gravité», il ralentit à nouveau pour reprendre sa course normale. Le même comportement s'observe avec le second satellite lorsqu'il passe au-dessus de la même zone. Ainsi, durant leur parcours autour de la Terre, les accélérations et décélérations de ces deux satellites permettent de mesurer la distance qui les sépare. Toutes ces informations ainsi que d'autres données auxiliaires sont transmises à des stations au sol et ensuite utilisées pour calculer les variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre (Matsuo et Otsubo, 2013).



**Figure 1:** Principe de mesure du satellite GRACE de la gravité terrestre (adaptation du principe de fonctionnement du satellite GRACE, présentation Power Point Rodell, 2002).

Le champ de gravité terrestre varie d'un endroit à un autre en fonction du temps. Les causes possibles de ces variations temporelles observées au niveau du champ de gravité peuvent être liées à deux phénomènes principalement. Le premier phénomène est la redistribution des masses présentes dans les marées terrestres ou océaniques, les masses atmosphériques, le stock des eaux souterraines, l'épaisseur du manteau neigeux et de la glace (calottes glaciaires, glaciers continentaux), les masses océaniques. Le deuxième phénomène est lié aux effets séculaires comme le rebond postglaciaire (RPG) suite au soulèvement de la croûte terrestre après la dernière période de glaciation) dans le manteau terrestre (Matsuo et Otsubo, 2013), le mouvement des plaques tectoniques ainsi que l'activité du noyau terrestre. Sur des périodes temporelles de l'ordre de quelques jours à quelques années, c'est le premier phénomène qui a un effet important sur la gravité terrestre.

Sur la Terre, le champ de gravité varie selon la position géographique. La force avec laquelle le sol attire les objets vers lui dépend de sa densité de matière. Plus le sol et le sous-sol sont denses, plus le champ gravitationnel est fort (Ngo-Duc *et al.*, 2005).

Le potentiel de gravitation en un point  $X$ , noté  $V(X)$ , représente l'énergie potentielle par unité de masse. C'est le produit de la constante de gravitation par l'intégration de toutes les anomalies de masse constituant la Terre, divisé par la distance ( $r$ ) entre cette anomalie de masse (de l'endroit où l'on veut faire le calcul) et le satellite. Le potentiel gravitationnel est développé en harmoniques sphériques et est exprimé par l'équation 2 (Heiskanen et Moritz, 1967; Lambeck, 1990; Cazenave et Chen, 2010) :

$$V(r, \varphi, \theta) = \frac{GM}{r} \left[ 1 + \sum \left( \frac{R}{r} \right)^n [C_{nm} \cos(m\theta) + S_{nm} \sin(m\theta)] \times P_{nm}(\sin \varphi) \right] \quad (2)$$

Où  $G$  ( $\text{N.m}^2.\text{kg}^{-2}$ ) est la constante de la gravitation;  $M$  (kg) est la masse de la terre,  $R$  est le rayon de la Terre (m) ;  $r$  (m) est la distance du centre de masse de la Terre au satellite;  $\theta$  et  $\varphi$  (degré) sont respectivement la longitude et la latitude du point;  $P_{nm \sin \varphi}$  est la fonction associée de Legendre (Heiskanen et Moritz, 1967).  $C_{nm}$  et  $S_{nm}$  sont des coefficients de Stokes (ils dépendent de la répartition des masses dans la terre) ;  $n$  et  $m$  sont respectivement le degré et l'ordre du coefficient de Stokes. Plus  $n$  est grand, plus fine est la résolution à l'intérieur de la terre des anomalies de

masse. Ils sont déterminés en utilisant les perturbations d'orbite des satellites.  $C_{nm}$  et  $S_{nm}$  sont des fonctions intégrales de la distribution des masses élémentaires à l'intérieur de la Terre. Ils sont exprimés par les équations 3 et 4 (Cazenave, 2013).

$$C_{nm} = \left( \frac{1}{MR^n} \right) \int_V \left[ \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \right] [r^{n+2} \rho(r, \phi, \theta) \cos \theta P_{nm}(\sin \phi) \cos(m\theta)] dr d\phi d\theta \quad (3)$$

$$S_{nm} = \left( \frac{1}{MR^n} \right) \int_V \left[ \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \right] [r^{n+2} \rho(r, \phi, \theta) \cos \theta P_{nm}(\sin \phi) \sin(m\theta)] dr d\phi d\theta \quad (4)$$

Où  $\rho(r, \phi, \theta)(\text{kg.m}^{-3})$  est la densité élémentaire du point de coordonnées sphériques  $(r, \phi, \theta)$  à l'intérieur du volume de la Terre.

Pour représenter le champ de gravité, on utilise une surface appelée Géoïde. Le géoïde par définition est une surface équipotentielle du champ de gravité terrestre (Wahr *et al.*, 1998 ; Rodell et Famiglietti, 1999). Elle représente la forme qu'aurait la Terre, si celle-ci était complètement recouverte d'océans. La surface du géoïde permet de visualiser les variations géographiques de la gravité terrestre. La hauteur  $N$  du géoïde est proportionnelle au potentiel de gravitation  $V$ , et inversement proportionnelle à la gravité moyenne  $g$  de la Terre. Elle se définit par la formule suivante (Heiskanen et Moritz, 1967 ; Lambeck, 1990):

$$N = \frac{V}{g} \quad (5)$$

Où  $N$  représente la hauteur du géoïde exprimée en  $m$  ;  $V$  correspond au potentiel de gravitation ; il s'exprime en unités de potentiel ( $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$ ) ;  $g$  est la gravité moyenne de la Terre. On représente la hauteur du géoïde par rapport à une surface mathématique appelée ellipsoïde qui coïncide avec la forme moyenne de la Terre.

La redistribution des masses d'eau sur la Terre entraîne les variations temporelles de la surface du géoïde. Le géoïde mensuel  $N(t)$ , mesuré par la mission GRACE, est exprimé par l'équation 6 (Heiskanen et Moritz, 1967):

$$N(t) = a \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} \cos \theta [C_{nm}(t) \cos(m\phi) + S_{nm}(t) \sin(m\phi)] \quad (6)$$

Où  $a$  (m) est le rayon moyen de la Terre ;  $n_{max}$  est le degré maximal utilisé pour calculer le géoïde.  $\bar{P}_{nm}$  est la fonction de Legendre normalisée nécessaire pour la solution.  $C_{nm}(t)$  et  $S_{nm}(t)$  sont les coefficients harmoniques (sans unité) qui varient en fonction du temps (t). Ces coefficients sont fournis aux utilisateurs des données GRACE par intervalle de temps mensuel.

La variation temporelle de l'anomalie du géoïde  $\Delta N(t)$ , due à la redistribution des fluides, est calculée à partir du géoïde mensuel  $N(t)$ , mesuré par le satellite GRACE, et la valeur moyenne du géoïde statique  $N_0$  (Ramillien *et al.*, 2005):

$$\Delta N(t) = N(t) - N_0 \quad (7)$$

Le géoïde statique peut être obtenu en faisant la moyenne des géoïdes mensuels sur plusieurs années ou en utilisant un modèle de géoïde considéré comme précis. L'anomalie du géoïde mensuel s'obtient en développant les variations temporelles sous forme d'harmoniques sphériques (Wahr, 2007 ; Avsar et Ustun, 2012) :

$$\Delta N(\theta, \phi) = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} (\cos \theta) \{ \Delta C_{nm} \cos m\phi + \Delta S_{nm} \sin m\phi \} \quad (8)$$

Les variations des coefficients de Stokes  $\Delta C_{nm}$  et  $\Delta S_{nm}$  renseignent sur les variations de la densité des masses dans les enveloppes fluides la terre (océans, atmosphère, stocks d'eau continentaux). D'où l'intérêt de l'équation (8). À l'échelle mensuelle, les variations de masses sont dues aux variations dans les réserves d'eaux continentales sous ses diverses formes (Rodell et Famiglietti, 1999; Wahr, 2007 ; Bulychiev *et al.*, 2012). C'est-à-dire les anomalies de masses d'eau de surface (rivières, fleuves, lacs,...), de neige, de glace, d'humidité du sol, des eaux souterraines, et des eaux interceptées par la végétation. C'est donc pour cela qu'il est possible d'exprimer les variations de masses mesurées par GRACE en termes d'équivalent en hauteur d'eau (Wahr, 2007). On peut donc

établi une relation entre les coefficients de densité de surface et leur équivalent en eau (Yirdaw-zeleke, 2010):

$$\begin{cases} C_{nm}^W(t) = \frac{\rho_{Terre}}{3\rho_w} \frac{2n+1}{1+K_n} \times C_{nm}(t) \\ S_{nm}^W(t) = \frac{\rho_{Terre}}{3\rho_w} \frac{2n+1}{1+K_n} \times S_{nm}(t) \end{cases} \quad (9)$$

Où  $C_{nm}^W(t)$ ,  $S_{nm}^W(t)$  représentent l'équivalent en eau des coefficients de Stokes;  $\rho_{Terre}$  représente la densité moyenne de la terre ( $5517 \text{ kg.m}^{-3}$ );  $\rho_w$  correspond à la densité de l'eau ( $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ );  $K_n$  représente le nombre élastique de Love (ELN) de degré  $n$ . Ces coefficients décrivent les effets des masses solides sous-jacentes, qui apportent d'autres contributions au géoïde en dehors de l'attraction gravitationnelle directe (Yirdaw-Zeleke, 2010).

Pour calculer l'équivalent en eau, l'idéal est d'utiliser  $n$  supérieur ou égal à 2, car les valeurs 0 et 1 correspondent à la Terre solide. On obtient selon Wahr *et al.* (1998), l'expression de variations temporelles des masses en surface en termes d'équivalent en hauteur d'eau  $N_w(t)$  :

$$N_w(t) = \frac{\rho_{Terre}}{3\rho_w} \frac{2n+1}{1+K_n} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta) [C_{nm}(t) \cos m\phi + S_{nm}(t) \sin m\phi] \quad (10)$$

En pratique, le développement de l'harmonique sphérique se limite à  $n = 50$  pour l'obtention de la solution et pour estimer les hauteurs d'eau. Ceci correspond à une limite de résolution spatiale d'environ 400 km à la surface de la Terre. Les résultats sont ensuite lissés à l'aide d'une fonction Gaussienne de calcul de moyenne avec un rayon de 500 km. Les cartes des hauteurs d'eau obtenues sont ensuite interpolées sur une grille régulière sur 100 km x 100 km de résolution. Enfin, les données subissent ensuite des corrections du rebond postglaciaire (RPG). Ces cartes des hauteurs d'eau obtenues correspondent à la colonne totale d'eau (TWS) mesurée par GRACE.

Ces valeurs de TWS combinées avec l'équation du bilan hydrologique permettent d'estimer les eaux souterraines.

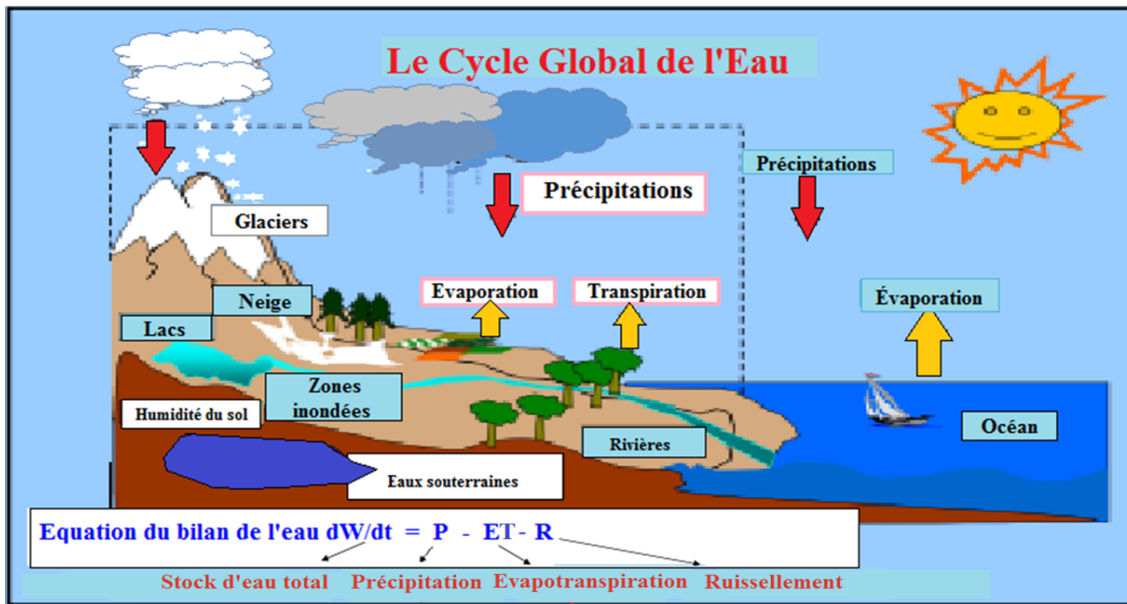


### **2.3 Passage de l'anomalie de la colonne d'eau totale (TWS) aux eaux souterraines**

Les eaux océaniques représentent 97,2 % des volumes d'eau terrestre. Les eaux douces représentent le reste de cette proportion d'eau de la planète (2,80 %). Plus de 2,15 % de ces eaux douces se trouvent piégées dans les calottes polaires et les glaciers du Groenland en Antarctique (la cryosphère). Moins de 1 % de ces eaux douces constituent les eaux continentales (Cazenave et Chen, 2010). Ces eaux continentales sont constituées essentiellement d'eaux souterraines (63 %) et d'eaux de surface (20 %). Il existe une infime quantité dans l'atmosphère et dans la biosphère. Le renouvellement des eaux s'effectue de façon continue à travers le cycle de l'eau (Cazenave, 2013).

Les eaux terrestres sont en permanence échangées entre les différents compartiments du système climatique (l'océan, l'atmosphère et les continents). Ces échanges se font par des flux verticaux (précipitations et évaporations) et par des flux horizontaux (ruissellements dans les réseaux hydrographiques). Sur les continents, les eaux sont stockées dans des réservoirs. Il s'agit des réservoirs de surface comme les lacs, les cours d'eau, les plaines inondées, le manteau neigeux et les réservoirs souterrains (humidité du sol, aquifères plus ou moins proches de la surface). Ces différents stockages sont entretenus par les phénomènes de précipitation, de fonte, d'écoulement, de ruissellement, d'infiltration, d'évapotranspiration, d'évaporation, de sublimation et de condensation.

La Figure 2 représente une illustration du cycle de l'eau. Les précipitations qui tombent peuvent être sous forme de pluie, de neige ou de grêle. Une partie peut être interceptée par la végétation (eau de la canopée). Une autre partie va alimenter le sol pour constituer l'humidité du sol (percolation, fonte de neige, ruissellement). Une quantité de ces précipitations peut s'évaporer directement (évaporation) ou indirectement après avoir été utilisée par la végétation lors de la photosynthèse puis transpirée. Elle peut être aussi sublimée. Une fraction de l'eau qui s'infiltré dans le sol arrive dans les profondeurs du sol soit par percolation ou soit par drainage gravitaire pour être stockée dans des réservoirs souterrains ou nappes phréatiques. Ces eaux souterraines circulent dans le sous-sol sous l'effet de la topographie du milieu pour rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau.



**Figure 2:** Cycle global de l’eau, modifié de Cazenave, (2013).

Les précipitations retournent dans l’atmosphère par les phénomènes d’évaporation, transpiration, d’évapotranspiration ou par sublimation. Elles vont être stockées dans l’atmosphère sous forme de vapeur d’eau, de nuage et d’humidité. De ces états de stockage, ces eaux vont se condenser et revenir sur le sol sous forme de précipitation. Tous ces paramètres du cycle de l’eau permettent d’effectuer le bilan hydrologique et d’établir les équations du bilan hydrologique pour le calcul des masses d’eau souterraine.

## 2.4 Bilan hydrologique et estimation des eaux souterraines

Le cycle de l’eau dépend des échelles spatiales considérées et des types de systèmes hydrologiques correspondants. Pour étudier le fonctionnement de ces systèmes, il faut faire les bilans de masse entre les entrées et les sorties, ce qui constitue le bilan hydrologique. En hydrologie, l’unité géographique de base est le bassin versant.

Sur un bassin versant, le bilan hydrologique, formulé sur une période de temps  $\Delta T$  donnée, est exprimé dans l’équation 11 (Hirschi *et al.*, 2006 , Ramillien *et al.*, 2008):

$$\frac{\Delta W}{\Delta T} = P - ET - R \quad (11)$$

Où  $P$  représente les précipitations (mm/jour),  $ET$  l'évapotranspiration (mm/jour),  $R$ , le ruissellement total (mm/j). Ce dernier est donné par l'équation 12 :

$$R = Q_s + Q_g \quad (12)$$

Où  $Q_s$  est le ruissellement de surface (mm/jour),  $Q_g$ , les écoulements souterrains (mm/jour),  $\Delta W$ , les variations de masses d'eau à l'intérieur du bassin versant (mm/jour).  $\Delta W$  représente la variation d'anomalie de la colonne d'eau constituée par les variations d'anomalie d'équivalent en eau de la canopée ( $\Delta W_{Can}$ ), de l'équivalent en eau de la neige ( $\Delta SWE$ ), de l'humidité du sol ( $\Delta SM$ ), des eaux de surface (rivières, fleuves, lacs, etc.  $\Delta SW$ ) et des eaux souterraines ( $\Delta GW$ ).  $\Delta W$  est donnée par l'équation 13 (Rodell et Famiglietti, 2001):

$$\Delta W = \Delta W_{Can} + \Delta SWE + \Delta SM + \Delta GW + \Delta SW \quad (13)$$

En combinant les équations 11 et 13, on obtient l'équation 14. Cette équation représente le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. Elle correspond à l'expression des variations d'anomalies de  $\Delta TWS$  à cette échelle.

$$\Delta W = \Delta W_{Can} + \Delta SWE + \Delta SM + \Delta GW + \Delta SW = (P - ET - R)\Delta T \quad (14)$$

Le satellite GRACE mesure les anomalies de la masse d'eau terrestre totale ( $TWS$ ) estimées à partir de l'équation 10. Les variations de ces anomalies ( $\Delta TWS$ ) correspondent à la somme des variations d'anomalies des eaux souterraines  $\Delta GW$ , de l'humidité du sol  $\Delta SM$ , des eaux de surface ( $\Delta SW$ ), de la neige, de la glace ( $\Delta SWE$ ) et de l'eau de la canopée ( $\Delta W_{Can}$ ).

Connaissant les variations d'anomalies de la colonne d'eau totale ( $\Delta TWS$ ), il est possible d'estimer les variations des eaux souterraines ( $\Delta GW$ ) à l'échelle d'une zone donnée. Ce processus est conditionné par la connaissance de toutes les autres variables de l'équation (14). Celles-ci peuvent être obtenues par une combinaison de plusieurs techniques : les mesures *in-situ*, les mesures satellitaires et les estimations des modèles de surface.

Pour ce qui est de ce projet de recherche, les différents paramètres hydrologiques tels que l'humidité du sol, l'eau de la canopée, les eaux de surface et l'équivalent en eau de la neige qui

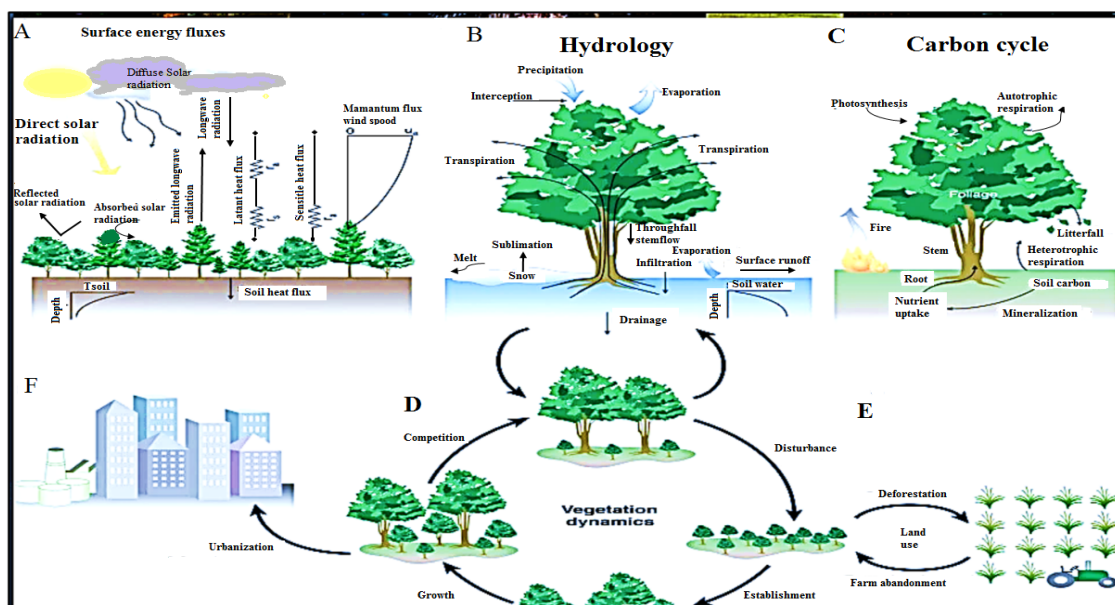
composent en partie  $\Delta$ TWS de GRACE, sur les bassins versants du Bas-Mackenzie, du Saint-Laurent, du Nord-Québec et du Labrador seront estimés à partir des données du modèle de surface CLM du système d'assimilation GLDAS.

## 2.5 Description de GLDAS

Le système d'assimilation des données à l'échelle globale est un système qui combine les données satellitaires, les mesures *in-situ* ainsi que les modèles de surface pour une meilleure estimation des flux hydrologiques et énergétiques terrestres (Rodell *et al.*, 2004). La limite de résolution spatiale de GLDAS varie de 25 km à 100 km et sa limite de résolution temporelle est de 15 minutes à 3 heures. Les données GLDAS (GLDAS version 2.1) sont disponibles depuis le 1<sup>er</sup> mars 2001 sur le site <http://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/GLDASspecs.php>. Les modèles de surface utilisés dans le système sont:

- a) le modèle de surface *Catchment* ou MOSAIC de la NASA : c'est un modèle qui calcule la moyenne spatiale d'énergie et le flux de l'eau à la surface de la Terre en réponse au forçage météorologique. Les limites de résolutions spatiale et temporelle des paramètres de sortie sont respectivement de 1 degré, et de 1 ou 3 mois.
- b) Le modèle de surface NOAH est un modèle de la surface terrestre ayant de multiples options pour des processus hydrologiques clés de la terre. Les différentes limites résolutions spatiale et temporelle applicables sont de 0,25 degré ou de 1 degré pour les données d'un ou trois mois. Il est utilisé pour prédire l'humidité et la température du sol en 4 couches avec des profondeurs de 10, 30, 60 et 100 cm, ainsi que l'eau de la canopée et l'équivalent en eau de la neige.
- c) Le modèle de surface *Variable Infiltration Capacity* (VIC) est un modèle hydrologique de surface à capacité d'infiltration variable (Wood *et al.*, 1992 ; Liang *et al.*, 2003). Il est conçu pour simuler le bilan de l'eau et de l'énergie à une échelle régionale. La résolution spatiale du modèle VIC dépend des données ou des paramètres que l'on veut traiter.
- d) Le modèle *Community Land Model* (CLM) a été créé pour simuler les données biophysiques dont le cycle du carbone, la dynamique de la végétation et les bassins versants des rivières (Collins *et al.*, 2006; Kluzek, 2012; Toure *et al.*, 2016). C'est un modèle qui permet de

connaître et de quantifier les données climatiques et écologiques. CLM est un modèle hétérogène composé de cinq différents types d'occupation du sol à savoir les unités d'occupation du sol faites de glaciers, de lacs, de zones humides, de zones urbaines et de végétation. Toutes ces unités d'occupation du sol sont contenues chacune dans une grille. Selon la taille des paramètres qu'on veut sortir, on peut calibrer la limite de résolution spatiale de CLM à 1 degré ou à 0,5 degré. La Figure 4 illustre les différentes composantes du modèle de surface CLM.



**Figure 3:** Représentation schématique des processus primaires et des fonctionnalités dans CLM4. <http://www.cesm.ucar.edu/models/clm>.

La composante biogéophysique du modèle se réfère aux échanges instantanés d'énergie et d'eau avec l'atmosphère. Elle concerne les aspects de la micrométéorologie, de la physiologie de la canopée, de la physique du sol, du transfert radiatif du sol et de l'hydrologie. Elle inclut également les émissions de poussière, les dépôts d'aérosols et les données sur la neige.

La composante du cycle hydrologique de CLM comprend l'eau de la canopée en automne, l'eau de ruissellement, la transpiration, l'évaporation du sol, l'évaporation de la canopée, l'infiltration, l'humidité du sol, la recharge des aquifères et la neige. Ces composantes sont directement liées aux

composantes biogéophysiques et affectent également la température, les précipitations et le ruissellement.

Pour la composante biogéochimique de CLM, elle est entièrement prédite à partir de toutes les variables de carbone et d'azote de la végétation, de la litière, de la matière organique du sol ainsi que du calendrier saisonnier de croissance de la végétation et du dépôt de la litière.

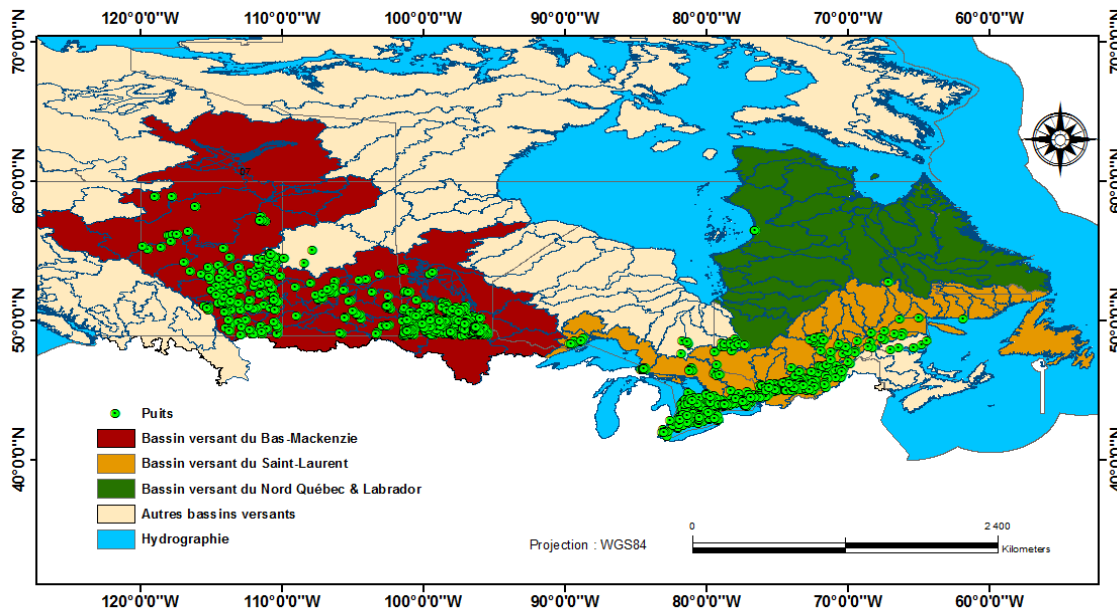
La composante des actions humaines du modèle de surface CLM tient compte de plusieurs aspects qui permettent l'étude des interactions bidirectionnelles entre les activités humaines à la surface de la terre et le climat y compris la variation d'affectation de l'occupation du sol, les pratiques agricoles et l'urbanisation.

Enfin, la composante de la dynamique des écosystèmes naturels de CLM permet de simuler les variations dans la biogéographie des plantes en réponse à des variations environnementales.

## CHAPITRE 3 : Site d'étude et données

### 3.1 Site d'étude

La zone d'étude s'étend entre 40° 18' 44" et 70° 30' 9" de latitudes Nord et -60° 38' 26" et -121° 7' 24" de longitudes Est. Elle est couverte par les bassins versants: du Nord-du-Québec et du Labrador, du Saint-Laurent, du Bas-Mackenzie (fleuve Nelson, du Grand lac des Esclaves et du bassin du fleuve Mississippi). La Figure 3 représente la zone d'étude et la localisation des puits dont les données serviront à la validation de nos résultats.



**Figure 4 :** Localisation des bassins versants et répartition des points de mesures piézométriques.

#### 3.1.1 Bassin versant du Bas-Mackenzie

Le bassin du Grand Lac des Esclaves est une aire de drainage qui couvre une superficie de 974 853 km<sup>2</sup>. Il s'étend sur 434 km le long de la rivière des Esclaves et est arrosé par les eaux de ce dernier et ses sous-bassins comme la rivière de la Paix et le drainage des lacs Claire et Athabasca. Cette aire couvre les espaces du nord de l'Alberta, du Nord de la Saskatchewan, du sud des Territoires du Nord-Ouest et d'une petite partie de la Colombie-Britannique (Trenhaile, 2010). Ce bassin repose sur un socle granitique du Bouclier canadien dont l'altitude moyenne avoisine les 156 m. C'est sur sa rive ouest que prend source le grand fleuve du Mackenzie (notamment dans la rivière Finlay).

Cette aire de drainage fait corps avec celle du fleuve Nelson (Slaymaker, 1993; Clague et Slaymaker, 2000).

D'une superficie de 987 015 km<sup>2</sup>, le bassin du fleuve Nelson est l'un des sous-bassins de la Baie de Hudson. Il est drainé sur un parcours de 2575 km par les eaux du fleuve Nelson et ses affluents, dont les principaux, sont : la rivière Saskatchewan, la rivière Rouge et la rivière Winnipeg. L'aire de drainage du fleuve Nelson couvre la majeure partie du sud des provinces des Prairies ainsi que l'espace géographique des Rocheuses à l'ouest de l'Ontario.

Quant au bassin de drainage du fleuve Mississippi, il est immense et couvre tout le centre du continent nord-américain. Il se situe entre les Grands Lacs au sud, la chaîne des Rocheuses à l'ouest et la chaîne des Appalaches à l'est. Cet espace est arrosé par la rivière Milk, les ruisseaux du Big Muddy, et la rivière Poplar dans la Saskatchewan. C'est dans cette aire géographique que le fleuve Mississippi prend sa source.

L'ensemble formant le bassin dénommé bassin versant du Bas-Mackenzie, repose sur un socle composé de trois régions physiographiques que sont:

a) Les terres forestières du Bouclier canadien : c'est l'espace continental Nord de ce bassin qui réunit les régions des Grands Lacs des Esclaves dans les Territoires du Nord-Ouest, le sud du Nunavut et les Grands Lacs de l'Ours (Slaymaker, 1993; Clague et Slaymaker, 2000). Il couvre la partie nord de la Saskatchewan et du Manitoba. Ce socle est composé de roches sédimentaires, de roches éruptives et métamorphiques résistantes (Slaymaker, 1993; Clague et Slaymaker, 2000).

Dans cette région physiographique, l'altitude moyenne varie entre 200 et 500 m. Elle diminue vers les basses terres de la Baie de Hudson et les plaines intérieures qui la bordent. Ces basses terres quant à elles présentent un relief dont l'altitude varie entre 50 et 60 m. Cette région est couverte d'un mince manteau de till (mélange non structuré d'argile et de sable) et de sédiments déposés dans les lacs glaciaires (Slaymaker, 1993; Clague et Slaymaker, 2000).

b) Les plaines intérieures du Canada couvrent la région située entre le Bouclier canadien et la Cordillère de l'ouest dans le bassin du bas Mackenzie. Elle est composée de trois plaines, à savoir la plaine du Manitoba, la plaine de la Saskatchewan et la plaine de l'Alberta. C'est un espace caractérisé par sa vaste superficie de 1,8 million de km<sup>2</sup>. C'est un ensemble formé de roches sédimentaires. Ces plaines traversent les prairies du sud vers le nord et s'étendent vers l'ouest dans



les Territoires du Nord-Ouest. La topographie locale est en partie déterminée par les couches horizontales de calcaire et de schiste argileux d'origine marine qui constituent le sous-sol de toute la région (Andrew, 2015).

La plaine du Manitoba s'étend au pied de l'escarpement du Manitoba à une altitude inférieure à 400 m. Elle est la plus basse et la plus plate des trois paliers des prairies. Cet ensemble physiographique se compose de moraine ondulée et de plaine de till. Ces plaines de l'ouest sont les plus accidentées et culminent entre 460 m et 790 m et peuvent atteindre 915 m dans certaines régions. Quant à la plaine de la Saskatchewan, elle est très basse et moins accidentée. On y rencontre également une pente très douce s'étendant vers le coteau du Missouri à l'ouest. Au-delà du coteau du Missouri, commencent les plaines de l'Alberta qui s'étendent de l'est vers l'ouest avec une altitude moyenne de 1100 m (Andrew, 2015).

c) la Cordillère canadienne est une succession de chaîne de montagnes parsemée de hauts plateaux. Les chaînes de montagnes et les plateaux découpés du système intérieur reposent sur des couches de roches sédimentaires et volcaniques plissées, des roches métamorphiques et de nombreuses petites intrusions ignées. Elle s'étend également entre le sud-ouest de l'Alberta et les Territoires du Nord-Ouest. Ce relief comprend des plateaux, des vallées et des plaines ainsi que des sommets escarpés.

Ces ensembles de formation géologiques façonnent le niveau général des eaux dans le sous-sol et c'est à travers les pores de certaines de ces roches que circulent les eaux souterraines.

Dans ce bassin versant du Bas-Mackenzie, une grande partie du sol repose sur du pergélisol. Par conséquent, la glace joue un rôle majeur dans l'hydrologie de la région. Au sud de cette zone, l'épaisseur moyenne maximale de la neige ne dépasse guère 30 cm. Dans les régions centrales et dans les régions de Taïga, elle peut parfois atteindre les 40 cm. Par contre, dans les zones de forêts boréales, elle varie entre 60 et 100 cm. La zone des prairies est majoritairement agricole, avec des formations forestières dans sa partie nord où s'étale une végétation de toundra. Toutes ces statistiques sont sur le site de Ressources Naturelles Canada : <http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-nrcan/ess-sst/d3dc7238-ab14-5910-91c5-3172b020c224.html>.

Le sud des plaines intérieures est essentiellement caractérisé par une végétation de Prairie dans un climat à connotation semi-aride, mais des forêts mixtes prédominent en haute altitude à l'ouest de

l'Alberta. Cette végétation de prairie fait place à une forêt-parc à trembles vers le nord et l'est, où les températures sont légèrement plus fraîches et les précipitations plus abondantes. Cette tendance se maintient vers le nord où prédomine une forêt mixte, suivie d'une forêt boréale de conifères. Finalement, à l'extrémité septentrionale des plaines intérieures, la forêt cède la place à la toundra et au désert polaire.

### **3.1.2 Bassin versant du Saint-Laurent**

Le bassin versant du Saint-Laurent couvre une superficie de 1 067 879 km<sup>2</sup>. Il s'étend sur 1600 km le long du fleuve Saint-Laurent qui prend sa source dans les Grands Lacs et se jette dans l'atlantique par un estuaire. Il constitue avec le bassin des Grands Lacs 25 % des réserves mondiales d'eau douce. Il traverse le Québec d'est en ouest et recueille les eaux de 244 affluents. C'est un bassin qui parcourt l'espace américano-canadien et influence les processus environnementaux du continent. Son plus grand affluent, la rivière des Outaouais, draine un espace géographique d'environ 140 000 km<sup>2</sup>. Quant aux rivières Saguenay, Manicouagan, Saint-Maurice et Richelieu, elles drainent respectivement une superficie approximative de 88 000 km<sup>2</sup>, de 45 000 km<sup>2</sup>, de 43 300 km<sup>2</sup> et de 22 000 km<sup>2</sup>.

Dans le Sud canadien, l'aire de drainage du Saint-Laurent comprend tout le sud du Québec, le Sud de l'Ontario et de Terre-Neuve-et-Labrador, les villes de Montréal, de Toronto, d'Ottawa, de Thunder Bay, de St. John's et de Corner Brook.

Les basses terres du bassin du Saint-Laurent couvrent une superficie de 180 000 km<sup>2</sup>. Elles sont comprises entre le Bouclier canadien au nord et la région des Appalaches à l'est et au sud-est. Cette région s'étend entre le Bouclier et les lacs Huron, le lac Érié et le lac Ontario. C'est un ensemble composé de plaines calcaires, d'altitude moyenne comprise entre 200 et 250 m, et d'une large étendue de basses terres de schiste argileux.

Dans les régions du sud-est de l'Ontario et du sud du Québec, on rencontre une topographie ondulée, développée sur des roches sédimentaires sous-jacentes, généralement recouvertes par des dépôts glaciaires et marins. L'altitude moyenne varie entre 200 m et 500 m. Le long du Bouclier et des Appalaches s'étendent des terrasses sableuses allant jusqu'à 200 m d'altitude. Ces terrasses sont le résultat des processus d'érosion occasionnés par les cours d'eau postglaciaires (Andrew,

2015). Dans la partie orientale du bassin du Saint-Laurent, on rencontre des plateaux isolés et des plaines côtières de moins de 100 m d'altitude.

### **3.1.3 Bassin versant du Nord-du-Québec et du Labrador**

L'aire de drainage du Nord-du-Québec et du Labrador couvre une superficie de 1 158 292 km<sup>2</sup>. Ce territoire est situé au nord de l'aire de drainage du Saint-Laurent. La majorité des eaux de cette aire se déversent dans les baies d'Hudson, James et d'Ungava. Les eaux de cette aire, située dans l'espace géographique du Labrador, s'écoulent directement dans l'océan Atlantique.

Le bassin du Nord du Québec et du Labrador repose sur des plateaux compris entre la baie d'Hudson et le golfe du Saint-Laurent dans la partie orientale du Bouclier Canadien. Dans la partie centrale du Labrador et du Québec, l'altitude moyenne des plateaux passe de 300 m pour les zones basses à 900 m pour les zones hautes. On identifie dans l'île de Baffin et dans le nord du Labrador des plateaux dont l'altitude moyenne peut atteindre 1500 m.

Dans l'ensemble constitué par le bassin du Saint-Laurent, celui du Nord-du-Québec et le Labrador, l'épaisseur moyenne maximale de neige varie entre 60 et 100 cm au Sud, et entre 100 et 200 cm dans les régions des Maritimes. Du sud vers le nord, ces deux bassins sont couverts d'une succession de types de végétations: forêts caducifoliées, forêts mixtes, forêt boréale, forêts de conifères, taïga et finalement de la toundra. Toutes ces statistiques sont sur le site de Ressources Naturelles Canada: <http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/d3dc7238-ab14-5910-91c53172b020c224>.

Nos travaux de recherche vont se concentrer sur l'ensemble de ces bassins versants à cause des spécificités climatiques relatives à chaque région que couvre chacun d'eux.

## **3.2 Données**

Il s'agit d'un ensemble de bases de données constitué de données provenant de la mission GRACE, des données du modèle de surface CLM de GLDAS, des données piézométriques ainsi que de données de neige dérivées de satellites (produits GlobSnow). Le tableau 1 représente la synthèse de l'ensemble des données utilisées dans ce projet.

### 3.2.1 Données GRACE

Il existe plusieurs produits de données GRACE qui donnent les variations des anomalies de TWS. Le produit GRGS généré par *Space Geodesy Research Group* (Horwath *et al.*, 2011), le produit appelé *mass concentration* (MasCon) générée par la *NASA Goddard Space Flight Center* (Rowlands *et al.*, 2005) et le produit TELLUS disponibles sur le site <http://grace.jpl.nasa.gov> de la *NASA Jet Propulsion Laboratory* (Swenson et Wahr, 2006). Chacun de ces produits part des mêmes données bruitées (Niveau 1) mesurées par le satellite GRACE. Pour produire les anomalies de quantité d'eau totale (TWS), différentes méthodes sont utilisées. Les produits GRGS et TELLUS sont disponibles à une limite de résolution de 100 km x 100 km alors que le produit MasCon est quant à lui disponible à une résolution plus grossière de 400 km x 400 km. Tous ces produits sont d'une résolution temporelle mensuelle.

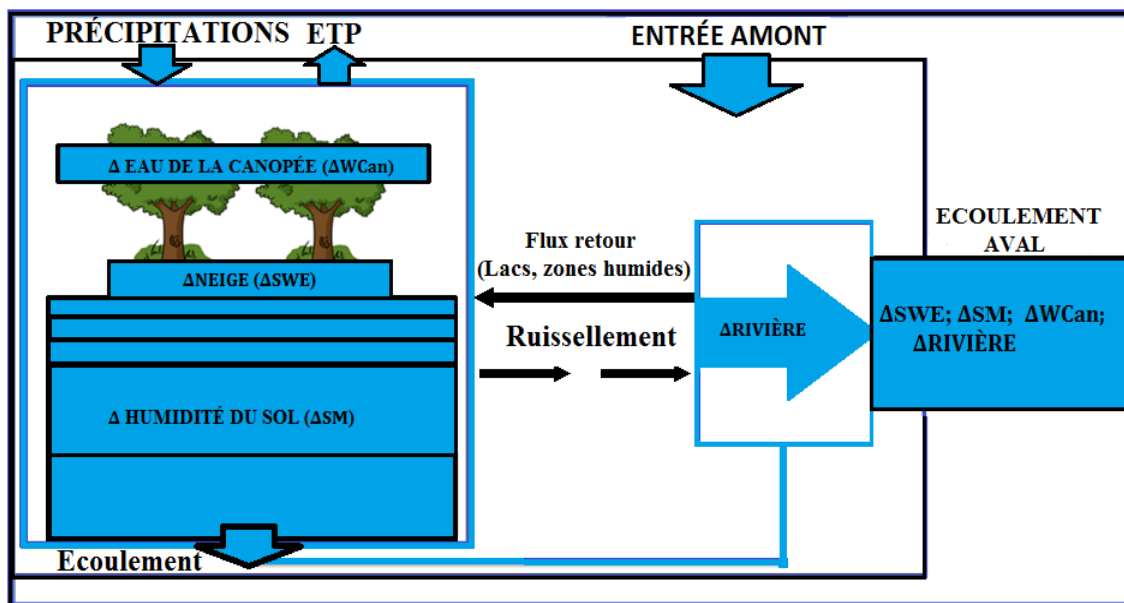
Les données TELLUS comportent les données sur des anomalies de  $\Delta TWS$  (en centimètre) de dimension (nombre de mois = 125 ; Longitude = 360 ; Latitude = 180). Ces données sont soumises à des filtrages divers (Han *et al.*, 2005; Swenson, 2002 ; Swenson, *et al.*, 2006). Elles sont accompagnées de données auxiliaires qu'il faut utiliser pour corriger certains bruits notamment celui dû au RPG (Huang *et al.*, 2012) présents dans les données  $\Delta TWS$ . Il s'agit de : 1) du facteur de correction (scale factor), 2) des erreurs de mesure de hauteur d'eau et, 3) des erreurs résiduelles après l'application des corrections en 1) et 2).

Dans notre étude, la version 5 des produits TELLUS a été utilisée pour la période allant de mars 2002 à août 2012 car la version la plus complète de modèle de surface (CLM3, 5) qui sera utilisée dans cette étude est disponible jusqu'à août 2012.

### 3.2.2 Données GLDAS.

Les modèles hydrologiques permettent de simuler les différentes composantes du bilan hydrologique. En connaissant certaines composantes (cours d'eau, nappes phréatiques et zones humides, humidité du sol), il est possible d'estimer la quantité d'eau stockée dans les nappes souterraines à partir des données  $\Delta TWS$ .

Les paramètres hydrologiques de sortie du modèle CLM qui sont pertinents pour cette étude sont résumés dans la Figure 5. C'est une représentation schématique des sorties du modèle de surface CLM selon (Bonan *et al.*, 2002).



**Figure 5 :** Modification des composantes du cycle hydrologique du modèle CLM <http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/components/hydrocycle.html>.

### 3.2.3 Données piézométriques.

Pour cette étude, on dispose de mesures piézométriques de 1841 puits répartis sur la zone d'étude. Ces données sont fournies par : le Réseau de suivi des eaux souterraines d'Alberta, l'Agence de sécurité de l'eau de la Saskatchewan (Water Security Agency), les services de gestion et de conservation de l'eau du Manitoba (Conservation And Water Stewardship), le ministère de l'Environnement et Changement Climatique de l'Ontario et le Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec. Ce sont des données de puits géolocalisés qui renseignent sur la topographie du milieu, le bassin versant auquel appartient le puits, la profondeur et le niveau de l'eau dans les puits. Les enregistrements des moyennes journalières ou mensuelles du niveau des eaux dans les puits associés à chaque piézomètre sont fournis.

Les données hydrogéologiques comme le type d'aquifère et la lithologie du milieu vont permettre de connaître le rendement spécifique de la nappe aquifère. Cet ensemble de données a subi un tri

pour éliminer les sites ayant des données manquantes ou celles des aquifères confinées, car les eaux de ces derniers ne participent pas au cycle de l'eau. Ces séries chronologiques ont été converties en anomalies d'eaux souterraines. Ces données ont servi pour vérifier les résultats de  $\Delta GW$  obtenus à partir de la combinaison des données TWS et GLDAS.

### 3.2.4 Données de neige

Les produits d'équivalent en eau de la neige (SWE) dérivés des mesures satellitaires, notamment les produits GlobSnow (<http://www.globsnow.info/swe/>) sont considérés dans cette étude. Ces données sont des produits de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et du consortium GlobSnow dont la couverture se limite à l'hémisphère Nord. Elles proviennent de la combinaison des mesures *in-situ* de stations météorologiques et d'estimation satellitaires SMMR, SSM / I, et AMSR-E.

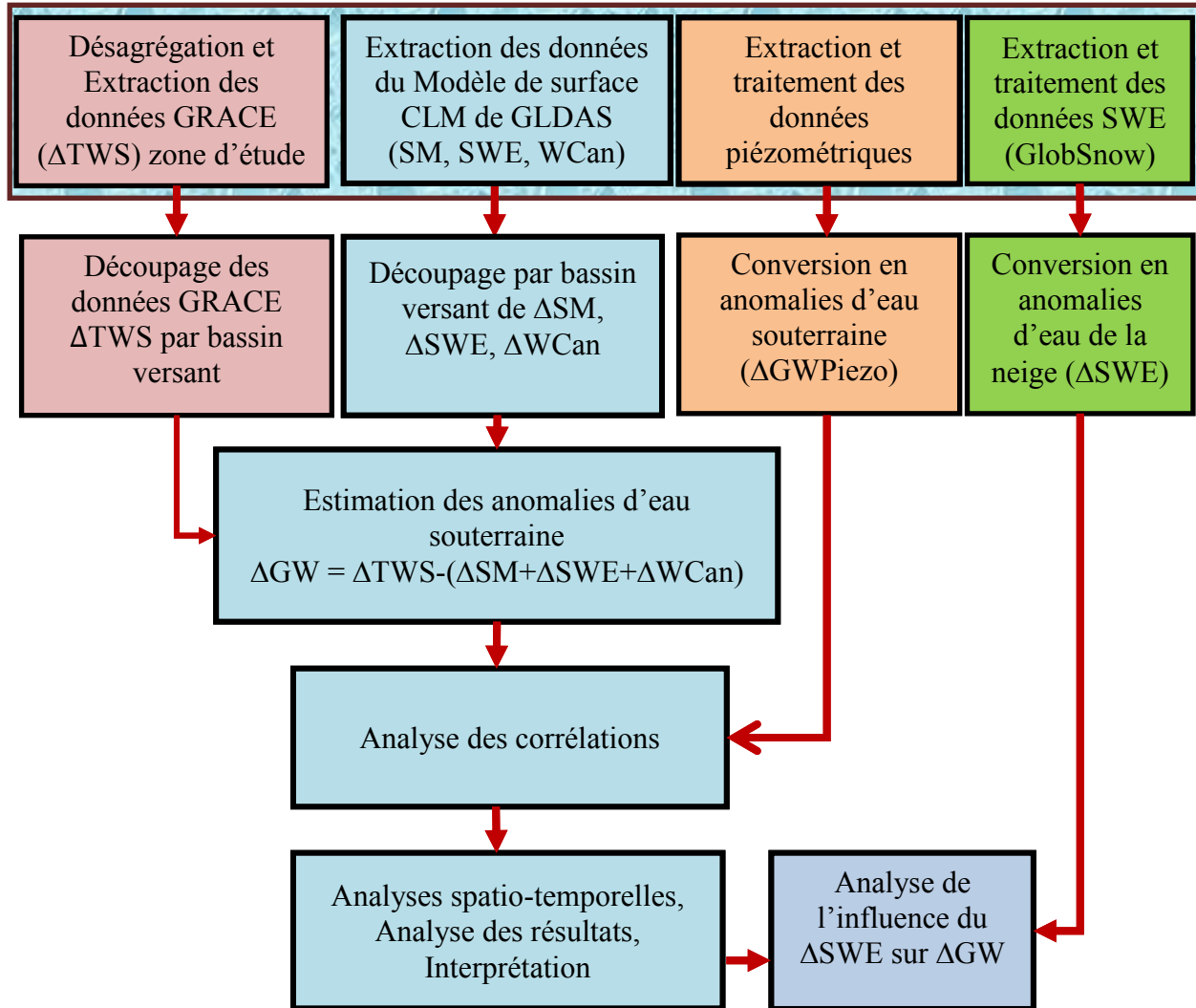
Le SWE se définit comme étant la quantité d'eau liquide contenue dans la couche de neige lorsque celle-ci a été complètement fondue. Ces données ont une limite de résolution spatiale de 25 x 25 km et sont disponibles depuis 1979. Les produits de SWE mensuel L3B seront utilisés comme des données indépendantes dans l'objectif de comprendre l'impact de l'accumulation de neige sur les variations des eaux souterraines estimées.

**Tableau 1** : Synthèse des données utilisées.

Données	Caractéristiques	Résolution spatiale	Variables	Utilisation
<b>GRACE</b>	Produits TELLUS version 5 : mensuelle	100 km x 100 km	Anomalie de colonne d'eau totale TWS (cm)	Estimation de : $\Delta TWS$
<b>GLDAS version 2.1</b>	Modèle de surface CLM, Version 4.5 : mensuelle	100 km x 100 km	SM, SWE , Wcan (mm)	Estimation de : $\Delta SM$ , $\Delta SWE$ , $\Delta WCan$
<b>Piézométrie</b>	Variations mensuelles du niveau d'eau dans les puits, profondeur puits, hauteur de l'eau dans le puits et la lithologie de l'aquifère.	1841 puits	GW Piézometrique (cm)	Validation : détermination $\Delta GW$ Piézométrie
<b>GlobSnow</b>	Équivalent en eau de neige (SWE) L3B : mensuelle	Produit dérivée 100 Km x 100 km	SWE (cm)	Analyse de l'influence du $\Delta SWE$ sur $\Delta GW$

## CHAPITRE4 : Méthodologie

Cette phase décrit la méthode suivie lors du traitement des différentes données présentées dans le chapitre précédent. L'organigramme méthodologique de la recherche est présenté à la Figure 6.

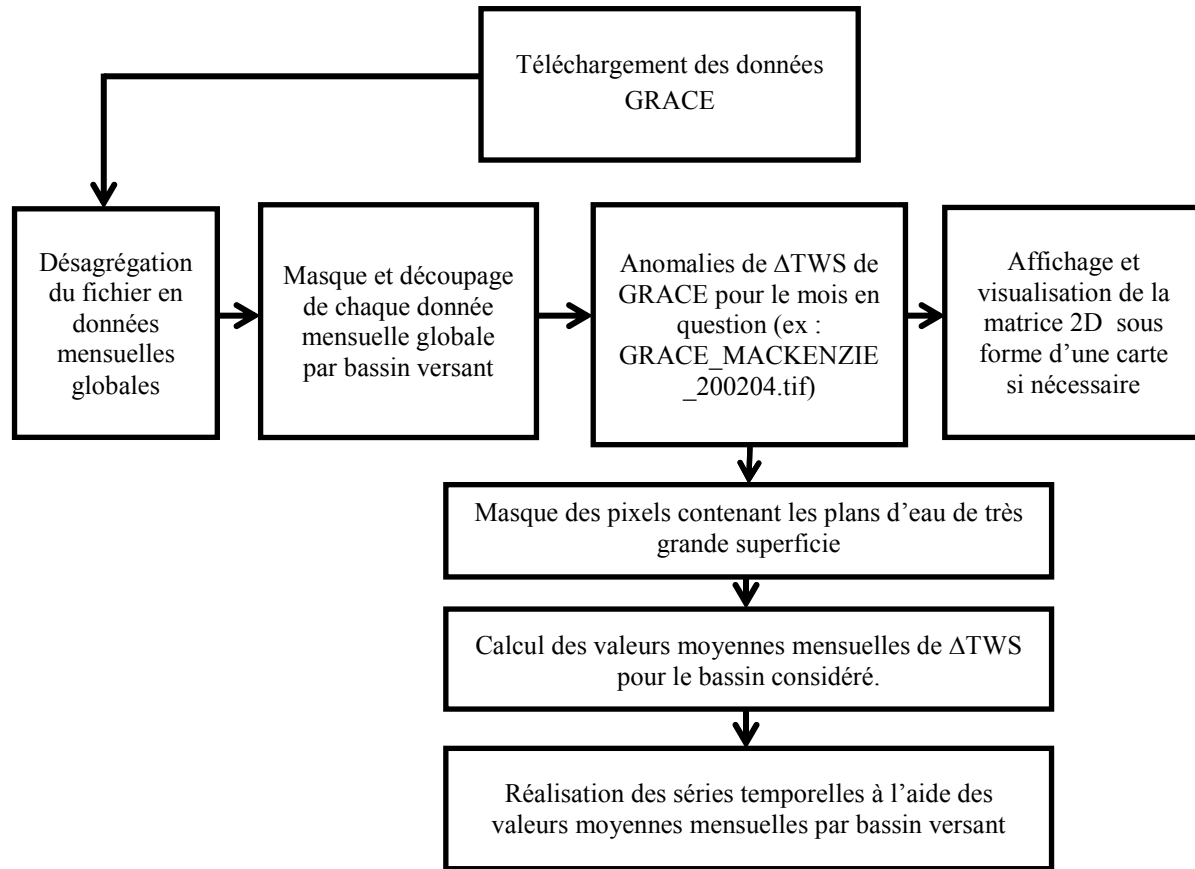


**Figure 6 :** Organigramme méthodologique

### 4.1 Extraction des anomalies du stock d'eau à partir de GRACE

Il s'agit dans un premier temps d'extraire les données GRACE à l'échelle globale ([ftp://podaacftp.jpl.nasa.gov/allData/tellus/L3/land\\_mass/RL05/](ftp://podaacftp.jpl.nasa.gov/allData/tellus/L3/land_mass/RL05/)). Le fichier, en format Netcdf,

contient les données GRACE sur l'ensemble du globe, concaténées sous forme d'une matrice à trois dimensions (latitude, longitude, temps). Dans notre cas, nous considérons la période de mars 2002 à août 2012, soit un total de 125 mois de données GRACE pour chacun de nos bassins. La démarche pour l'extraction des anomalies de stocks d'eau et de leurs séries temporelles est illustrée par le diagramme structurel présenté à la Figure 7.



**Figure 7:** Diagramme structurel du traitement de données GRACE pour un bassin versant donné.

L'étape suivante consiste à désagréger les données globales en données mensuelles. Cette désagrégation permet d'obtenir 119 mois de données mensuelles à l'échelle globale pour la période d'étude et d'identifier les mois de données manquantes, qui sont respectivement 06-2002, 07-2002, 06-2003, 01-2011, 06-2011 et 05-2012. Après la désagrégation, chaque donnée mensuelle est de dimension 180 x 360 (couverture planétaire). Les données mensuelles globales



ainsi obtenues ont été converties en format « Tiff », puis découpées en données mensuelles par bassin versant. Le découpage s'est fait à l'aide de masques pour chaque bassin versant : Bas-Mackenzie, Saint-Laurent, Nord-Québec et Labrador, ainsi que l'ensemble des trois bassins réunis (auquel nous référons souvent dans le texte comme toute la zone d'étude).

Les grands plans d'eau, notamment les lacs de très grande superficie, comme les Grands Lacs, affectent la qualité des données GRACE. Ainsi, les pixels GRACE contenant de tels lacs ou ceux qui chevauchent la Baie-James ont été masqués et exclus des calculs et des analyses pour éviter les effets de contamination. L'exclusion de ces superficies n'affecte en rien les résultats car ils ne rentrent pas dans le calcul du bilan hydrologique du bassin versant. À partir des pixels retenus, il est possible de visualiser les variations spatiales des anomalies mensuelles de stock d'eau dans les bassins de l'étude.

Pour chaque bassin et chaque mois, l'anomalie moyenne  $\Delta TWS$  a été calculée à partir de l'ensemble des pixels GRACE retenus sur le bassin. Ces données mensuelles ont permis d'établir les séries temporelles de  $\Delta TWS$  dans chacun des bassins.

## **4.2 Extraction des paramètres du bilan hydrologique**

Cette étape a pour objectif l'extraction des paramètres du bilan hydrologique à partir de GLDAS. L'utilisation d'un modèle hydrodynamique est nécessaire pour retrouver les autres variables importantes, puisque les données GRACE sont des mesures intégrées de la colonne d'eau, qui ne font pas de distinction entre les composantes. Les paramètres du bilan hydrologique ainsi obtenus seront soustraits de la colonne d'eau de GRACE pour estimer les anomalies d'eau stockée dans les aquifères ( $\Delta GW$ ), comme expliqué à la section suivante.

Dans cette étude, nous avons utilisé les sorties du modèle de surface CLM pour extraire les paramètres du bilan hydrologique à savoir : l'humidité du sol ( $SM$ ), l'équivalent en eau de la neige et de la glace ( $SWE$ ), l'eau de la canopée ( $WCan$ ). Les eaux de surface ont été négligées, à cause de leurs faibles contributions. Tous les paramètres simulés par CLM sont convertis en anomalies. Ainsi, les anomalies d'humidité du sol ( $\Delta SM$ ), de la neige et de la glace ( $\Delta SWE$ ), ainsi que de l'eau de la canopée ( $\Delta WCan$ ) ont été déterminées en calculant l'écart entre la moyenne mensuelle des paramètres et la moyenne de toute la série temporelle.

Les sorties de CLM peuvent être horaires, journalières ou mensuelles. Les données mensuelles ont été utilisées. Chaque donnée mensuelle comporte toutes les sorties du modèle dont la liste exhaustive peut être trouvée dans le site suivant :

<http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/distribution/clm.0/UsersGuide/UsersGuide/node10.html>.

Le tableau 2 résume les sorties du modèle qui sont utilisées dans cette étude. Ces variables sont toutes exprimées en millimètres.

**Tableau 2 :** Liste des paramètres de sortie de CLM (lat = latitude, lon = longitude, nsoil = nombre de couches de sols du modèle CLM).

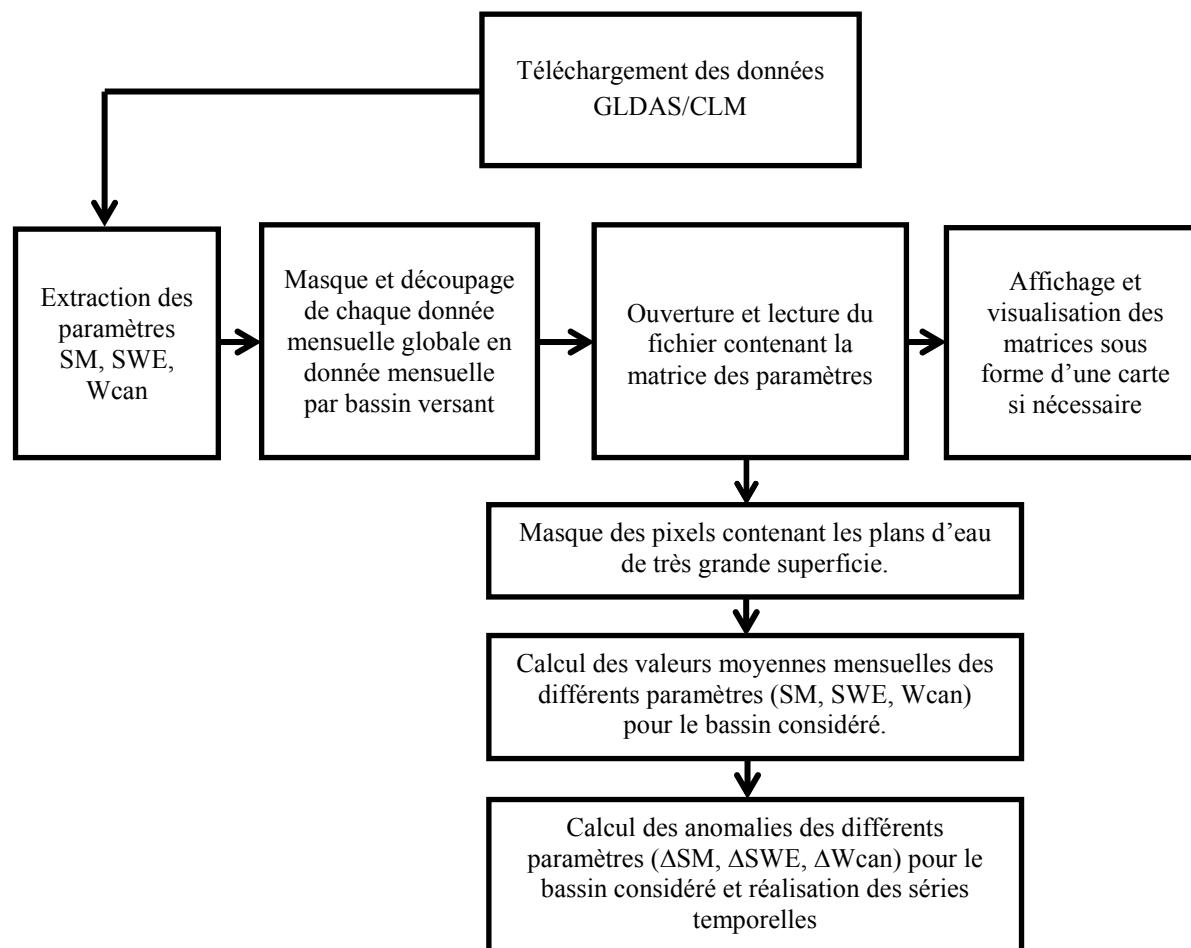
Nom de la variable	Description	Unité	Dimension
H2OSNO	Équivalent en eau de la neige (SWE)	mm	384x576 lat x lon
H2OCAN	L'eau de la canopée (WCan)	mm	384x576 lat x lon
SOILLIQ	Humidité du sol sous forme liquide (SM)	mm	384x576x15 lat x lon x nsoil
SOILICE	Humidité du sol sous forme de glace (SM)	mm	384x576x15 lat x lon x nsoil

L'humidité du sol sous forme liquide (SOILLIQ) et celle sous forme de glace (SOILICE) sont des matrices de données à trois dimensions chacune avec : en latitudes, en longitudes et à un pas de temps mensuel. Les valeurs d'humidité sont calculées pour chacune des 15 couches du modèle. La quantité totale mensuelle d'humidité du sol sous forme liquide ou solide est obtenue en deux étapes. Premièrement, pour chaque type d'humidité du sol (SOILLIQ ou SOILICE), les valeurs de chacune des 15 couches sont additionnées. Deuxièmement, les valeurs déjà trouvées de SOILLIQ et celle de SOILICE sont additionnées pour donner l'humidité du sol totale recherchée (SM).

L'équivalent en eau de la neige (H2OSNO), qui représente le SWE, et celle de l'eau de la canopée (H2OCAN), qui représente WCan, sont des matrices à trois dimensions, mais avec chacune une seule couche de données.

L'extraction et le calcul de la moyenne de SM, de SWE et de WCan ont été faits selon la même procédure adoptée pour l'extraction et le calcul de  $\Delta TWS$ . La seule différence est que pour ces trois paramètres, l'étape de désagrégation n'est pas nécessaire, car les fichiers de données sont mensuels. Les autres étapes sont bien illustrées sur la Figure 8.

Le diagramme structurel présenté à la Figure 8 illustre les différentes étapes suivies pour l'extraction des informations requises à partir du modèle CLM.



**Figure 8 :** Diagramme structurel du modèle de conception de traitement de données CLM pour un bassin versant donné.

#### 4.3 Estimation des anomalies des eaux souterraines

Le satellite GRACE mesure les anomalies de gravité terrestre qui sont traduites en termes de stock d'eau total (TWS). En exprimant le bilan sous forme d'anomalies, on obtient (Scanlon *et al.*, 2012):

$$\Delta TWS = \Delta GW + \Delta SM + \Delta SWE + \Delta WC_{an} + \Delta SW \quad (15)$$

Pour cette étude les variations des eaux de surface n'ont pas été considérées, car leur ordre de grandeur est relativement négligeable par rapport aux autres composantes, compte tenu des très grands territoires en jeu (Rodell et Famiglietti, 2001; Rodell *et al.*, 2007). Cette hypothèse reste valable tant que les territoires d'étude ne sont pas inondés. De ce fait, de l'équation (15), les anomalies d'eaux souterraines  $\Delta GW$  sont données par :

$$\Delta GW = \Delta TWS - (\Delta SM + \Delta SWE + \Delta WC_{an}) \quad (16)$$

Pour estimer les variations mensuelles des eaux souterraines ( $\Delta GW$ ), en connaissant les variations mensuelles de stock d'eau total mesurées par le satellite GRACE ( $\Delta TWS$ ), il est indispensable de connaître toutes les autres variables de l'équation (16). Les étapes pour extraire et déterminer ces différentes informations pour nos bassins et notre période d'étude, à partir des données disponibles, ont été expliquées à la section précédente.

Après l'estimation de  $\Delta GW$ , nous abordons la comparaison et la validation des résultats avec les données piézométriques disponibles sur les bassins concernés. Mais auparavant, un prétraitement est nécessaire sur les données qui proviennent des puits, et par la suite les séries temporelles d'anomalies piézométriques ( $\Delta GW_{piézo}$ ) sont établies pour chacun des bassins. Les détails de ces traitements sont donnés dans la section ci-dessous.

#### **4.4 Estimation des anomalies d'eaux souterraines à partir des données piézométriques**

Cette étape consiste à calculer les anomalies mensuelles des eaux ( $\Delta GW_{piézo}$ ) en tenant compte des profondeurs d'eau ( $\Delta H$ ) dans les puits et du rendement spécifique ( $S_Y$ ) propre à chaque puits selon l'équation (17) (Frappart *et al.*, 2011):

$$\Delta GWP_{\text{puits}} = \Delta H \times S_y \quad (17)$$

$\Delta GWP_{\text{puits}}$  correspond aux variations d'eaux souterraines dans le puits;  $S_y$  est le rendement spécifique, c'est-à-dire le rapport entre le volume d'eau dans le puits (aquifère libre) et celui de la recharge (Meinzer, 1923 ; Rodell *et al.*, 2007; McGuire, 2011). La méthode se base sur l'hypothèse que les fluctuations de niveau d'eau dans les nappes non confinées sont dues à la recharge dans les conditions naturelles. Elle est utilisée dans la plupart des études portant sur l'estimation des eaux souterraines à l'aide des données GRACE (Li *et al.*, 2015 ; Frappart *et al.*, 2011 ; Rodell *et al.*, 2007 ). Le résultat obtenu de l'équation (17) est multiplié par -1 pour tenir compte du fait que les niveaux d'eau sont mesurés à partir de la surface, et que le volume des eaux souterraines augmente quand la profondeur mesurée jusqu'à l'eau diminue (Li *et al.*, 2015).

Le tableau 3 représente les statistiques sur les rendements spécifiques de types d'aquifères provenant de 17 cas d'études. Ces cas d'études d'estimation du rendement spécifique sont cités dans Johnson (1967). Le nombre de déterminations correspond aux différentes techniques utilisées pour estimer le rendement spécifique de chaque type d'aquifère (Johnson, 1963).

**Tableau 3:** Statistiques sur les rendements spécifiques de chaque type d'aquifère provenant de 17 cas d'études (Healy et Cook, 2002).

Type d'aquifère	Rendement spécifique moyen	Rendement spécifique minimal	Rendement spécifique maximal	Nombre de déterminations
Argile	0,02	0	0,05	15
Argile sableuse	0,07	0,03	0,12	12
Limon	0,08	0,03	0,19	16
Sable fin	0,21	0,10	0,28	17
Gravier moyen	0,26	0,15	0,32	17
Sable grossier	0,27	0,20	0,35	17
Sable gravillonneux	0,25	0,35	0,20	15
Gravier fin	0,25	0,21	0,35	17
gravier moyen	0,23	0,13	0,26	14
Gravier grossier	0,22	0,12	0,26	13

Nous avons utilisé le rendement spécifique moyen dans les calculs. Il est fonction du type de l'aquifère, une information disponible pour chaque puits. Il est important de mentionner que dans les données que nous avons acquises, certaines sont fournies sous forme journalière et d'autres sous forme mensuelle. Dans le cas des données journalières, nous calculons les valeurs mensuelles d'eau correspondantes pour chaque puits.

Dans notre démarche, nous avons d'abord calculé les anomalies pour chaque puits. En utilisant les masques correspondant à chaque bassin, nous avons ensuite calculé les anomalies moyennes mensuelles d'eaux souterraines correspondant au bassin ( $\Delta GW_{Piézo}$ ). Pour cela, tous les puits avec des données valides qui se trouvent sur le bassin considéré sont utilisés.

## CHAPITRE 5 : Résultats et analyses

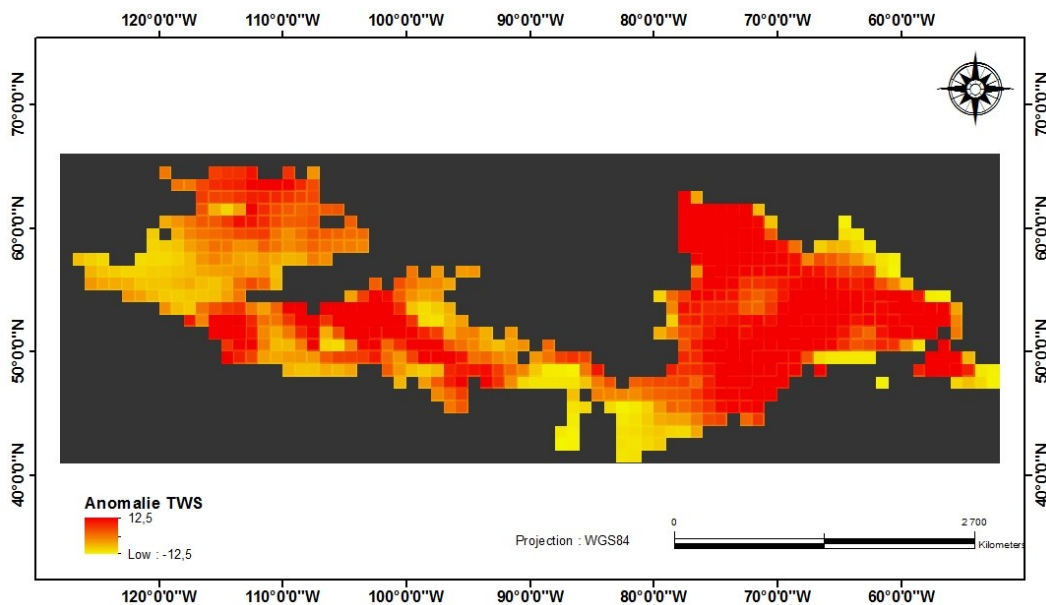
Ce chapitre présente les résultats de la recherche et leur analyse. C'est une section qui expose la répartition spatiale des anomalies de  $\Delta TWS$  de GRACE, de  $\Delta SWE$ , de  $\Delta SM$  et de  $\Delta WCan$  de CLM. Elle traite également des séries temporelles obtenues sur les paramètres provenant de CLM, ainsi que de toutes les variations des anomalies des différentes variables de l'étude.

Toutes les valeurs extraites de CLM (SWE, SM, Wcan) sont exprimées en millimètre (mm). Quand les valeurs des anomalies des variations de  $\Delta SWE$ , de  $\Delta SM$  et de  $\Delta WCan$  seront calculées, elles seront exprimées en centimètre (cm) pour avoir la même unité que  $\Delta TWS$ .

Un accent particulier est mis sur l'analyse des séries temporelles des anomalies d'eaux souterraines ( $\Delta GW$ ) obtenues et leurs comparaisons avec celles des mesures *in-situ* ( $\Delta GW_{piezo}$ ). Finalement, l'influence de l'accumulation de la neige sur les eaux souterraines a été analysée, à travers les corrélations entre les anomalies d'équivalent en eau de la neige et celles des eaux souterraines.

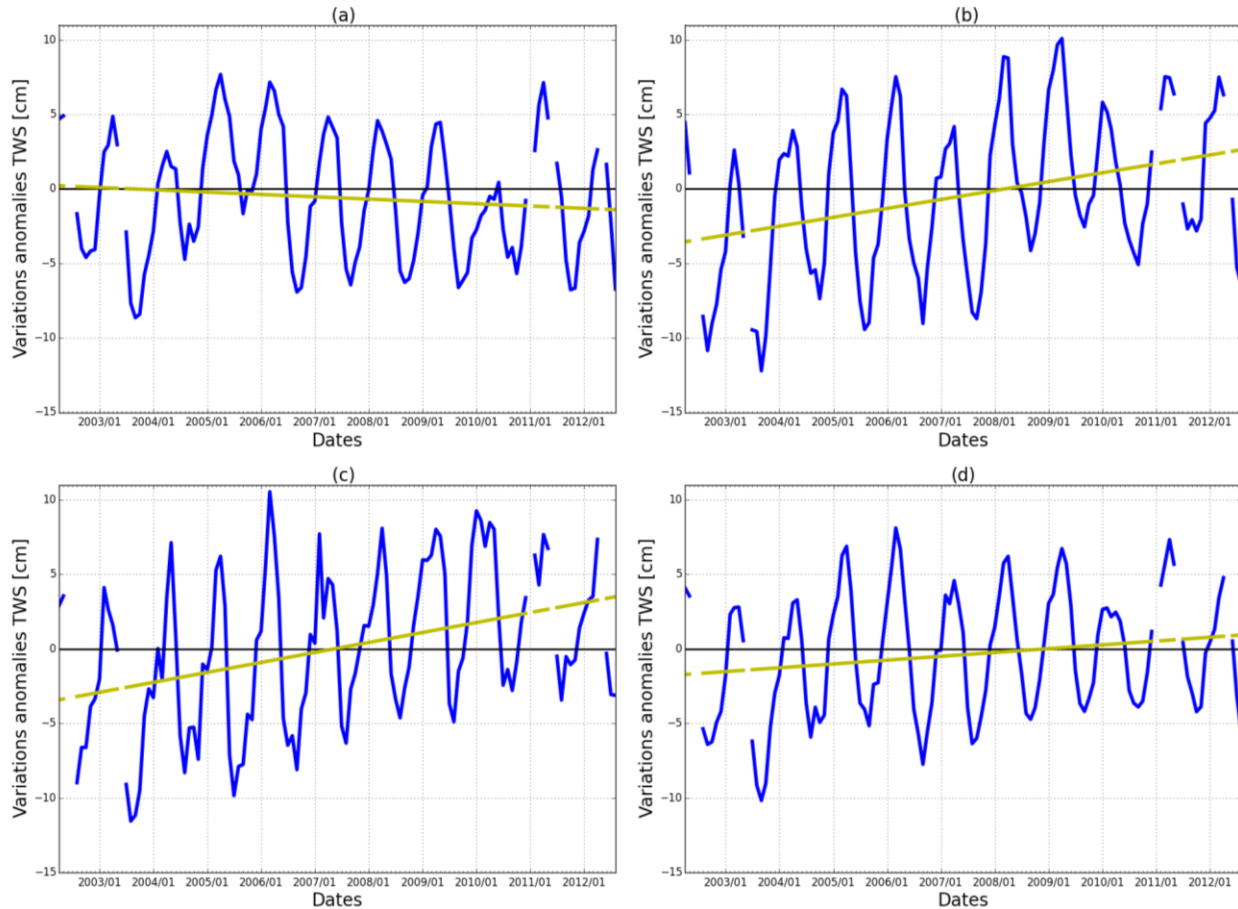
### 5.1 Anomalies de stocks d'eau dérivées de GRACE

La Figure 9 représente, à titre d'exemple, la répartition spatiale des anomalies de stocks d'eau ( $\Delta TWS$ ) dérivées des mesures de GRACE pour le mois de mars 2006 sur toute la zone d'étude.



**Figure 9 :** Variation d'anomalies de la colonne d'eau totale  $\Delta TWS$  (cm) de GRACE pour le mois de mars 2006.

La Figure 10 représente les différentes variations temporelles (mars 2002 - août 2012) de  $\Delta$ TWS sur les bassins versants du Bas-Mackenzie, du Saint-Laurent, du Nord-Québec et de l'ensemble des trois bassins versants réunis.



**Figure 10 :** Séries temporelles de  $\Delta$ TWS de mars 2002 à août 2012 : (a) bassin du Bas-Mackenzie, (b) bassin du Saint-Laurent (c) bassin du Nord-Québec et Labrador, et (d) ensemble des bassins combinés. La ligne jaune représente la courbe de tendance linéaire.

Les discontinuités dans les séries sont dues à l'absence de données GRACE. Ces manques de données sont dus à deux problèmes. Le premier problème est lié aux orbites qui donnent des patterns très proches. Ceci conduit à un échantillonnage spatial sous-optimal et donc génère des erreurs importantes dans les coefficients élevés des harmoniques sphériques. Le deuxième est lié à la gestion des batteries observées partir de l'année 2011 avec des occurrences chaque six mois (<http://grace.jpl.nasa.gov/data/grace-months/>).



Pour le bassin versant du Bas-Mackenzie (Figure 10a), les variations d'anomalies oscillent de manière générale entre -9 cm et 8 cm. Elles sont généralement positives dans la première moitié de l'année et négatives par la suite. Ainsi, pendant les périodes comprises de avril 2002 à janvier 2005, juin 2006 à septembre 2009 et entre mars 2011 et août 2012, les variations des anomalies de TWS sont restées positives dans la première moitié de l'année et négatives pour la seconde moitié. Ces tendances suivent les mêmes cycles que ceux de la neige, c'est-à-dire positives durant la phase d'accumulation et négatives après la fonte. Cependant, comme on peut le constater sur la Figure 10, les cycles ne sont pas toujours réguliers. Ainsi, pour les périodes comprises entre décembre 2004 et décembre 2005, les anomalies sont restées presque positives tout au long de la période avec un maximum avoisinant +8 cm. Les valeurs les plus élevées se produisent entre les mois de février et avril, c'est-à-dire au moment où l'accumulation de neige est au maximum. On peut également remarquer qu'entre la seconde moitié de 2009 et le début 2011, les anomalies sont restées presque négatives tout au long, avec une valeur minimale d'environ -5 cm. Les valeurs minimales d'anomalies de  $\Delta TWS$  s'observent majoritairement entre les mois de juillet et septembre durant cette période. La moyenne de la série temporelle est de -0,93 cm ; elle montre une tendance à la baisse du stock d'eau dans le bassin du Bas-Mackenzie, qui s'est amorcée après 2006.

Pour le bassin versant du Saint-Laurent (Figure 10b), les variations des anomalies de TWS alternent entre des valeurs négatives et des valeurs positives avec une valeur minimale et une valeur maximale de -12 cm et +10 cm, respectivement. On remarque qu'entre 2002 et 2005 d'une part et entre 2007 et 2008 d'autre part, de faibles amplitudes d'anomalies positives de TWS sont suivies de grandes amplitudes d'anomalies négatives de TWS. De même entre 2008 et 2010 d'une part et entre 2011 et 2012 d'autre part, de fortes amplitudes d'anomalies positives de TWS précèdent de faibles amplitudes d'anomalies négatives. Contrairement au Bas-Mackenzie, nous observons une augmentation continue du stock d'eau dans le bassin du Saint-Laurent depuis le début de la série en 2002.

Pour le bassin versant du Nord Québec et le Labrador (Figure 10c), les anomalies de TWS varient entre -15 cm et +10 cm. Dans la période comprise entre avril 2002 à janvier 2010, les anomalies de TWS sont restées positives dans la première moitié de l'année, puis négatives dans la seconde moitié de l'année. Mais, depuis 2008, on peut constater que les cycles présentent des amplitudes d'anomalies positives beaucoup plus élevées (environ 7 cm), alors que les amplitudes des

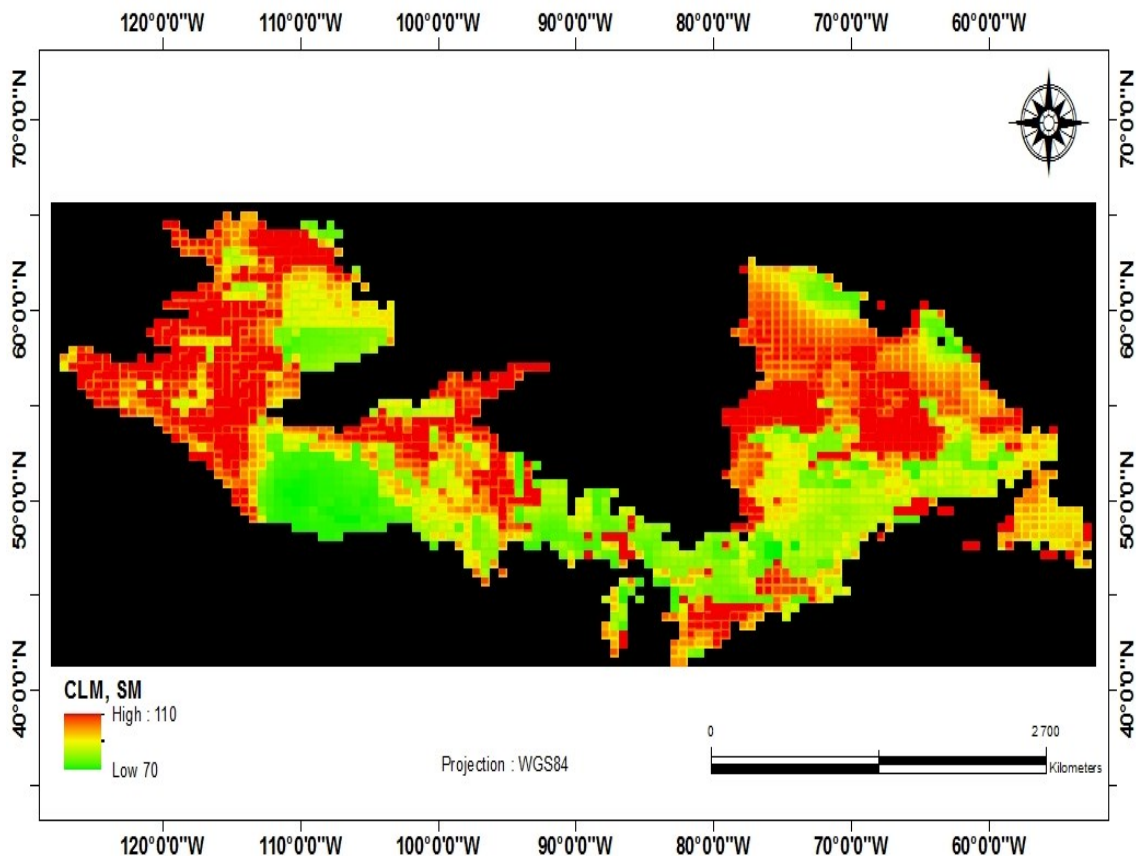
anomalies négatives deviennent de plus en plus faibles ( $<5$  cm). Ainsi, le bassin du Québec-Nord et le Labrador est caractérisé par une même tendance à l'accroissement des stocks d'eau que celle observée dans la série temporelle correspondant au bassin du Saint-Laurent.

En combinant l'ensemble des trois bassins, pour reconstituer le territoire d'étude (Figure 10d), les fluctuations de  $\Delta TWS$  se retrouvent entre -10 cm et +10 cm. Entre la période d'avril 2002 à août 2012, les anomalies de TWS restent positives dans la première moitié de l'année puis négatives dans la seconde moitié. Les valeurs maximales positives de ces anomalies fluctuent entre 2 cm et 8 cm et se produisent entre février et avril. Les valeurs négatives d'anomalies de TWS varient entre -10 cm et -4 cm et s'observent majoritairement entre juillet et septembre. La moyenne des anomalies pour cette période est égale à -0,13 cm presque nulle (+ 0,1 cm). On observe une très légère hausse du stock d'eau sur l'ensemble du territoire, mais elle peut être considérée comme négligeable. Donc globalement l'évolution de la moyenne mensuelle de stock d'eau sur l'ensemble du territoire peut être considérée comme stable durant les dix années de la série temporelle.

## **5.2 Humidité du sol et variations d'anomalies d'humidité du sol**

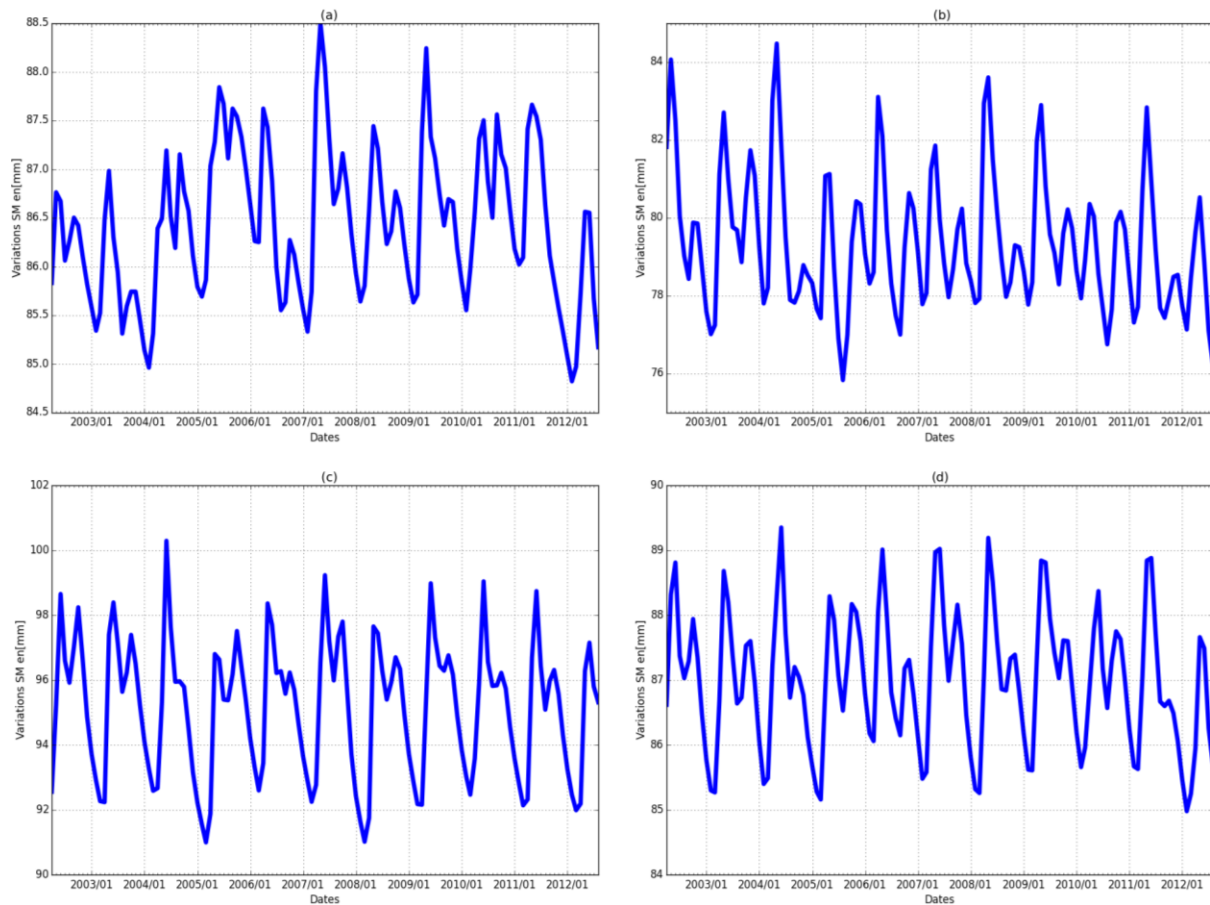
L'extraction et le calcul de  $\Delta SM$  sont faits à partir des données mensuelles des sorties du modèle CLM de GLDAS.

La Figure 11 représente, à titre d'exemple, la répartition de l'humidité du sol pour le mois de juin 2007 sur toute la zone d'étude, selon le modèle CLM. Les valeurs sont relativement uniformes sur le territoire pour la période indiquée, à l'exception de quelques zones particulières comme les Prairies, avec des valeurs plus faibles ou d'autres spots avec des valeurs extrêmes. Les parties plus au nord présentent des humidités un peu plus élevées que les zones au sud. Cela pourrait être dû probablement à l'effet de la fonte tardive de la neige dans ces différentes zones dans le Mackenzie et au nord du Québec.



**Figure 11 :** Variation spatiale de l’humidité du sol (mm) pour toute la zone d’étude pour le mois de juin 2007.

La Figure 12 représente les séries temporelles d’humidité du sol sur les différents bassins, ainsi que sur l’ensemble du territoire. L’analyse de cette figure montre qu’entre 2002 et 2012, les valeurs d’humidité varient entre 85 mm et 89 mm dans le Bas-Mackenzie (Figure 12a), avec une moyenne autour de 86 mm sur le bassin versant du Saint-Laurent (Figure 12b); au cours de la même période, on constate que les valeurs de SM varient entre 76 mm et 85 mm, avec une moyenne sensiblement égale à 80 mm. Sur le bassin versant du Nord Québec et Labrador (Figure 12c), pour la même période, les variations de SM se situent entre 91mm et 100 mm, avec une valeur moyenne totale autour de 95 mm. Sur l’ensemble de la zone d’étude (Figure 12d), l’humidité du sol varie entre 85 mm et 89 mm, avec une moyenne de 87 mm.

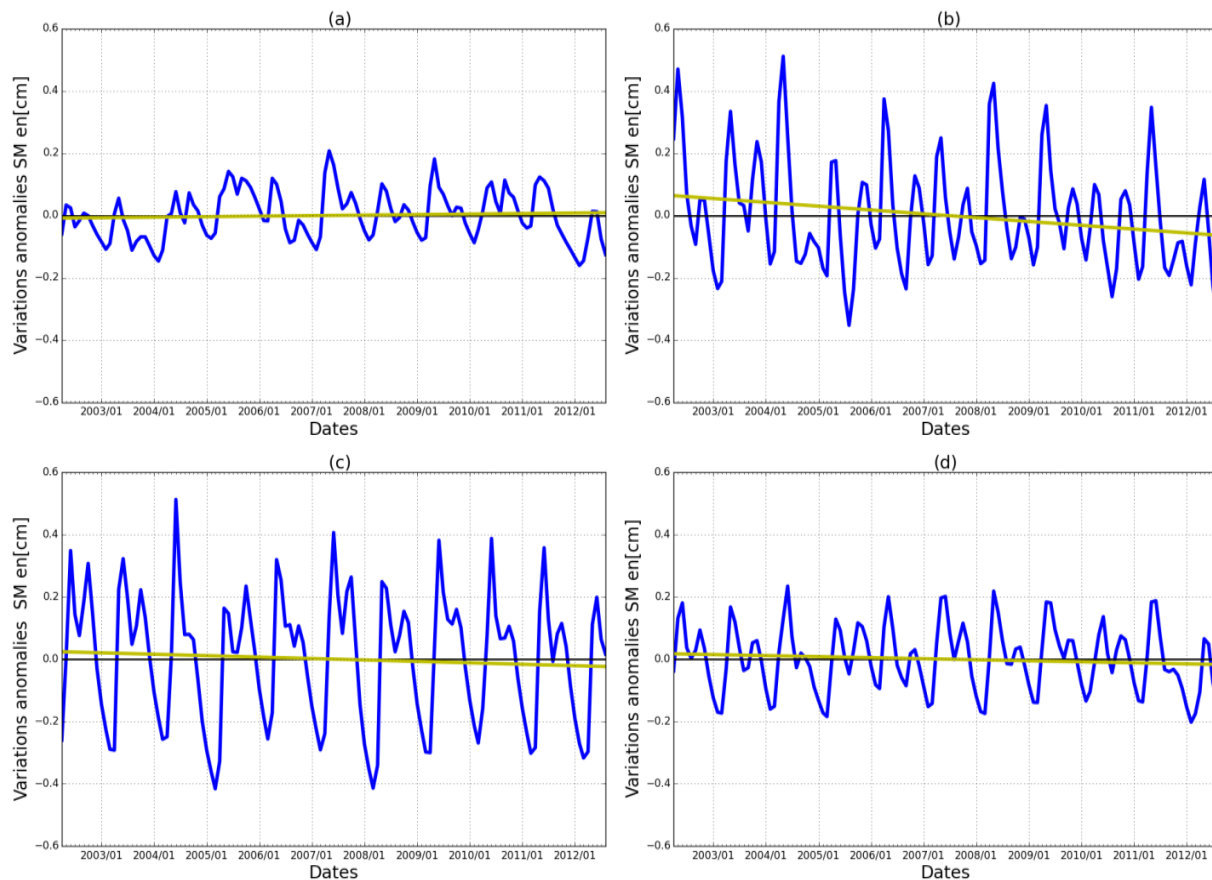


**Figure 12** : Série temporelle (mars 2002 à août 2012) de l'humidité du sol (SM) issue de CLM sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), dans le bassin du Nord-Québec et Labrador (c), et dans toute la zone d'étude (d).

Les variations d'anomalies d'humidité du sol ( $\Delta SM$ ) sont représentées par la Figure 13, respectivement pour les bassins du Bas-Mackenzie (Figure 13a), du Saint-Laurent (Figure 13 b), du Nord-Québec et Labrador (Figure 13c), et l'ensemble des trois bassins versants réunis (Figure 13d).

L'examen de toutes ces séries temporelles montre que  $\Delta SM$  diminuent légèrement sur le bassin du Saint-Laurent. En revanche, aucune tendance n'est observable sur les bassins du Bas-Mackenzie, du Nord-Québec et Labrador, ainsi que l'ensemble de la zone d'étude, où les variations demeurent relativement stables. Il y a néanmoins une grande différence entre le Bas-Mackenzie et les autres bassins. Les variations d'anomalies d'humidité du sol dans le Bas-Mackenzie se situent entre -0,1cm et + 0,1 cm, une gamme de valeurs beaucoup plus faibles que celles qu'on observe dans les

bassins du Saint-Laurent et du Nord-Québec et Labrador, où elles oscillent entre -0,4 cm et +0,5 cm.

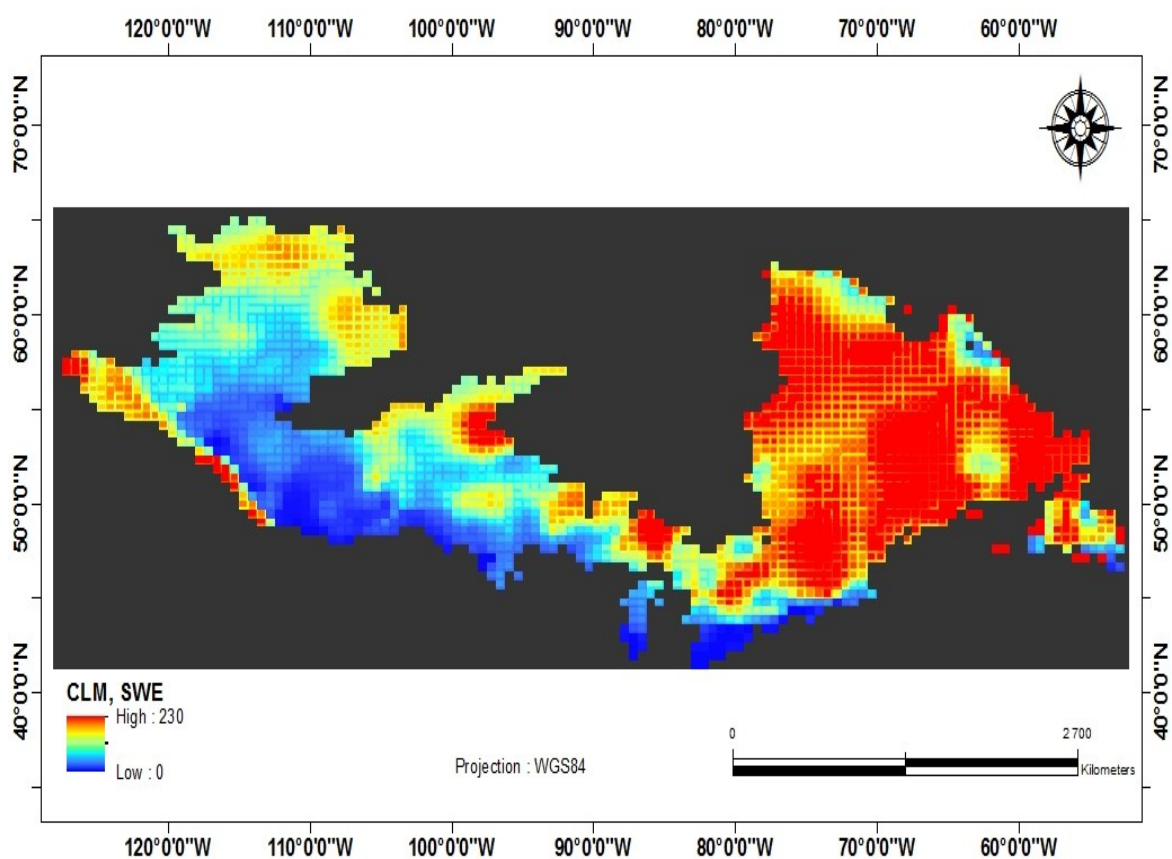


**Figure 13:** Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) des variations d'anomalies  $\Delta SM$  issues de CLM sur les bassins versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et l'ensemble de la zone d'étude (d) ; en jaune : courbe de tendance linéaire.

En faisant une comparaison avec d'autres travaux de recherche, nos résultats présentent les mêmes tendances des variations d'anomalies d'humidité du sol que ceux de : a) Huang *et al.*(2012), dans leur étude sur la détectabilité des eaux souterraines de la région des Grand Lacs, b) Abelen *et al.*(2011), dans leur étude régionale sur l'humidité du sol par télédétection et par modélisation hydrologique, c) Strassberg *et al.*(2009), dans leur étude de cas de l'aquifère des Hautes Plaines Centrales aux États-Unis, et enfin ceux de Zhang *et al.* (2008), dans leur étude d'impact de l'humidité du sol sur les précipitations.

### 5.3 Équivalent en eau de la neige et variations d'anomalies d'équivalent en eau de la neige

L'équivalent en eau de la neige (SWE) est simulé par le modèle CLM. À titre d'exemple, la Figure 14 représente sa répartition spatiale pour le mois de mars 2006 sur l'ensemble de la zone d'étude. Le contraste est bien visible entre la partie est de la zone, caractérisée par de fortes valeurs et la partie ouest où on retrouve les plus faibles quantités. La zone des Prairies exhibe en particulier des valeurs minimales aux environs de 20 mm. Les pixels de valeurs maximales de SWE couvrent la majeure partie des bassins du Saint-Laurent et du Nord-Québec et Labrador. Les valeurs minimales couvrent la zone du Bas-Mackenzie.

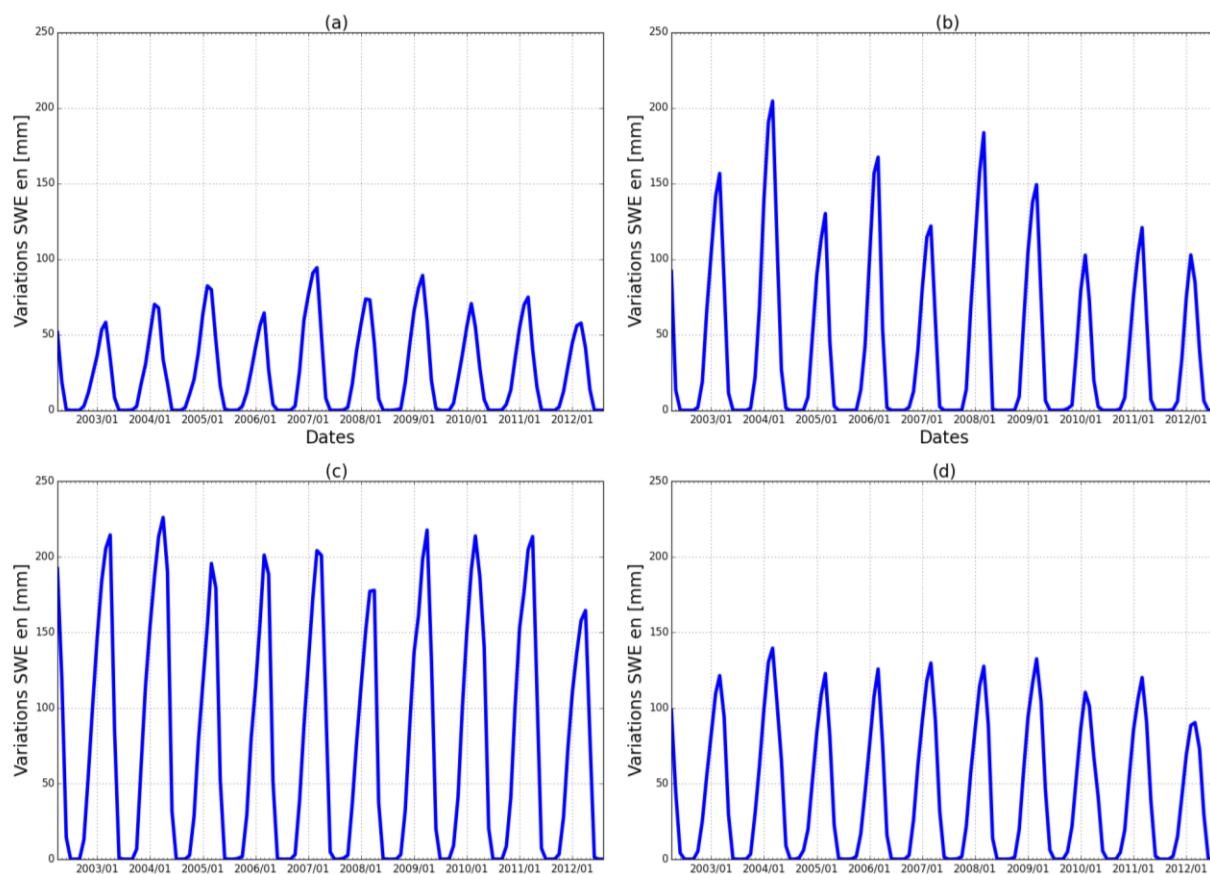


**Figure 14:** Variation spatiale de l'équivalent en eau de la neige SWE (mm) dérivé du modèle CLM pour le mois de mars 2006.

La Figure 15 représente les séries temporelles associées au SWE des différents bassins.

Sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (Figure 15a), on observe qu'entre 2002 et 2012, le SWE varie entre 0 mm et 95 mm, avec une moyenne de l'ordre de 25 mm. Les années 2005, 2007 et

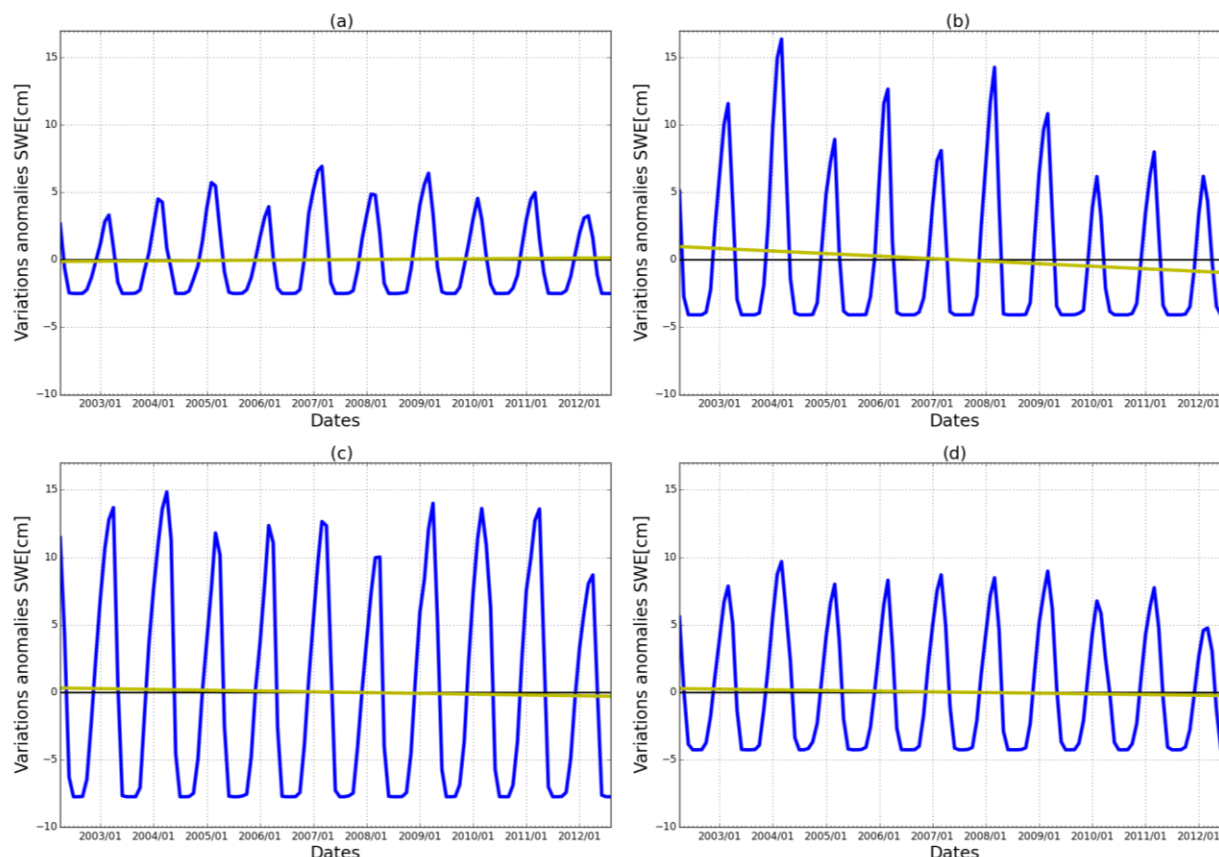
2009 apparaissent comme des années de fortes accumulations de neige dans le bassin du Bas-Mackenzie, selon le modèle CLM. Au cours de la même période, sur le bassin versant du Saint-Laurent (Figure 15b), on constate que les valeurs de SWE varient entre 0 mm et 200 mm avec une moyenne d'environ 40 mm. Les plus fortes accumulations dans le bassin apparaissent en 2004 et 2006 et 2008, avec des valeurs maximales nettement supérieures à 150 mm. Sur le bassin versant du Nord Québec et Labrador (figure 15c), les valeurs de SWE oscillent entre 0 mm et 220 mm avec une valeur moyenne qui tourne autour de 78 mm. Dans cette zone, seules, les années 2008 et 2012 ont des valeurs maximales plus faibles que 180 mm. Les autres années atteignent pratiquement 200 mm et plus. Sur l'ensemble de la zone d'étude, le SWE varie entre 0 mm et 140 mm, avec une moyenne sensiblement égale à 43 mm (Figure 15d). L'année 2004 se remarque globalement comme une année de forte accumulation.



**Figure 15 :** Séries temporelles d'équivalent en eau de la neige dérivées des simulations du modèle CLM de mars 2002 à août 2012) pour (a) le le bassin du Bas-Mackenzie (b) le bassin du Saint Laurent (c) le bassin du Nord-Québec et Labrador, et (d) l'ensemble de la zone d'étude.



Nous avons estimé les variations d'anomalies de SWE ( $\Delta SWE$ ), puisqu'elles qui seront utilisées plus tard dans l'équation 16 avec les autres variables pour calculer les anomalies d'eau souterraine. La Figure 16 représente les variations de  $\Delta SWE$  dans les différents bassins.



**Figure 16:** Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) d'anomalies  $\Delta SWE$  issues de CLM pour le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d). En jaune : courbe de tendance linéaire.

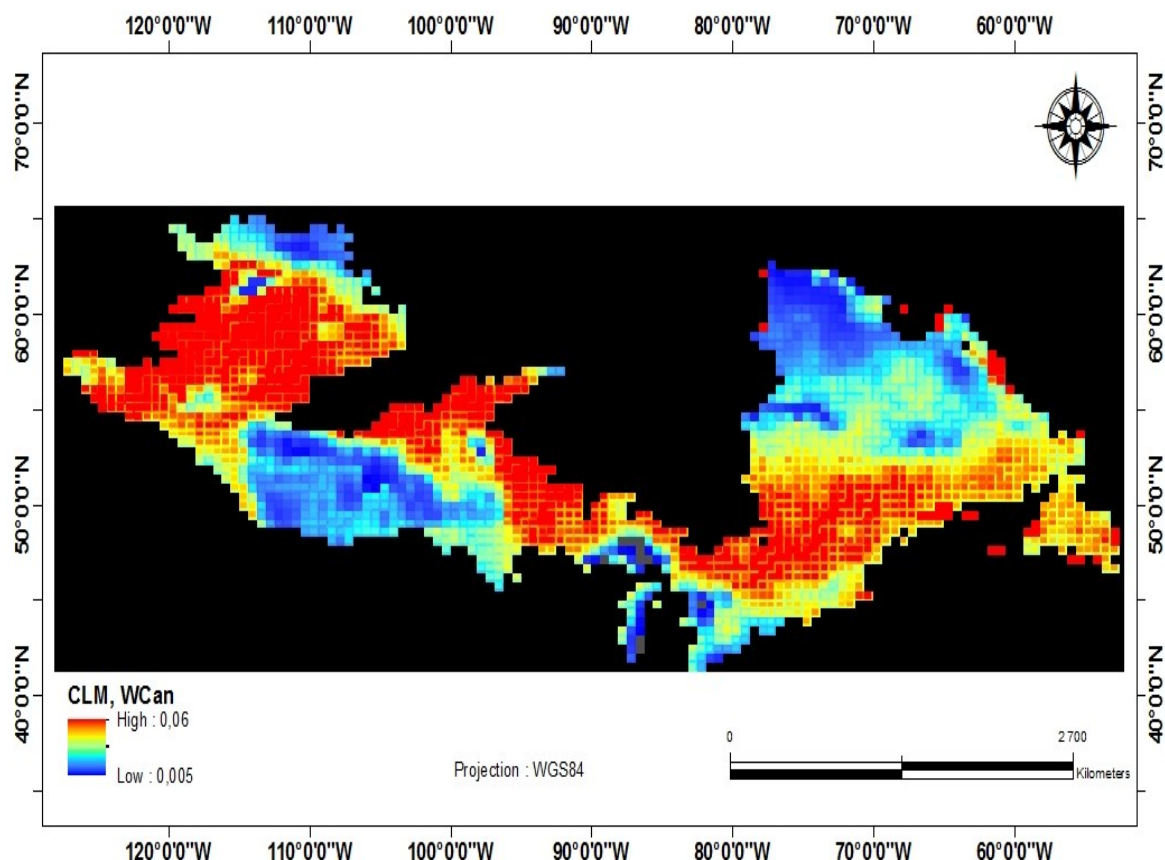
L'analyse de ces séries temporelles montre une tendance relativement stable des anomalies  $\Delta SWE$  dans les différents bassins. Seul, le bassin du Saint-Laurent montre une légère décroissance d'environ 1,5 cm sur les dix années de la série.

#### 5.4 Eaude la canopée et variations d'anomalies d'eau de la canopée.

La Figure 17 représente la répartition spatiale de l'eau de la canopée ( $\Delta WCan$ ) sur la zone d'étude. Les pixels de valeur maximale de  $WCan$  couvrent la majeure partie du bassin du Saint-Laurent et le nord du bassin du Bas-Mackenzie. Quant au bassin du Nord du Québec et Labrador, les pixels de valeur minimale dominant. Qualitativement, la répartition spatiale reflète celle du couvert



végétal dans cette région du Canada. Les zones de forêts mixtes et boréales correspondent aux valeurs élevées d'eau de la canopée. En revanche les zones de toundra au nord du Québec ou les régions agricoles dans les Prairies présentent les valeurs les plus faibles, voire nulles. Le gradient nord-sud de la végétation est plus remarquable avec cette répartition de valeurs de l'eau de la canopée sur le bassin du Saint-Laurent et celui du Nord-du-Québec et le Labrador relativement aux zones des prairies ( le sud du Bas-Mackenzie).

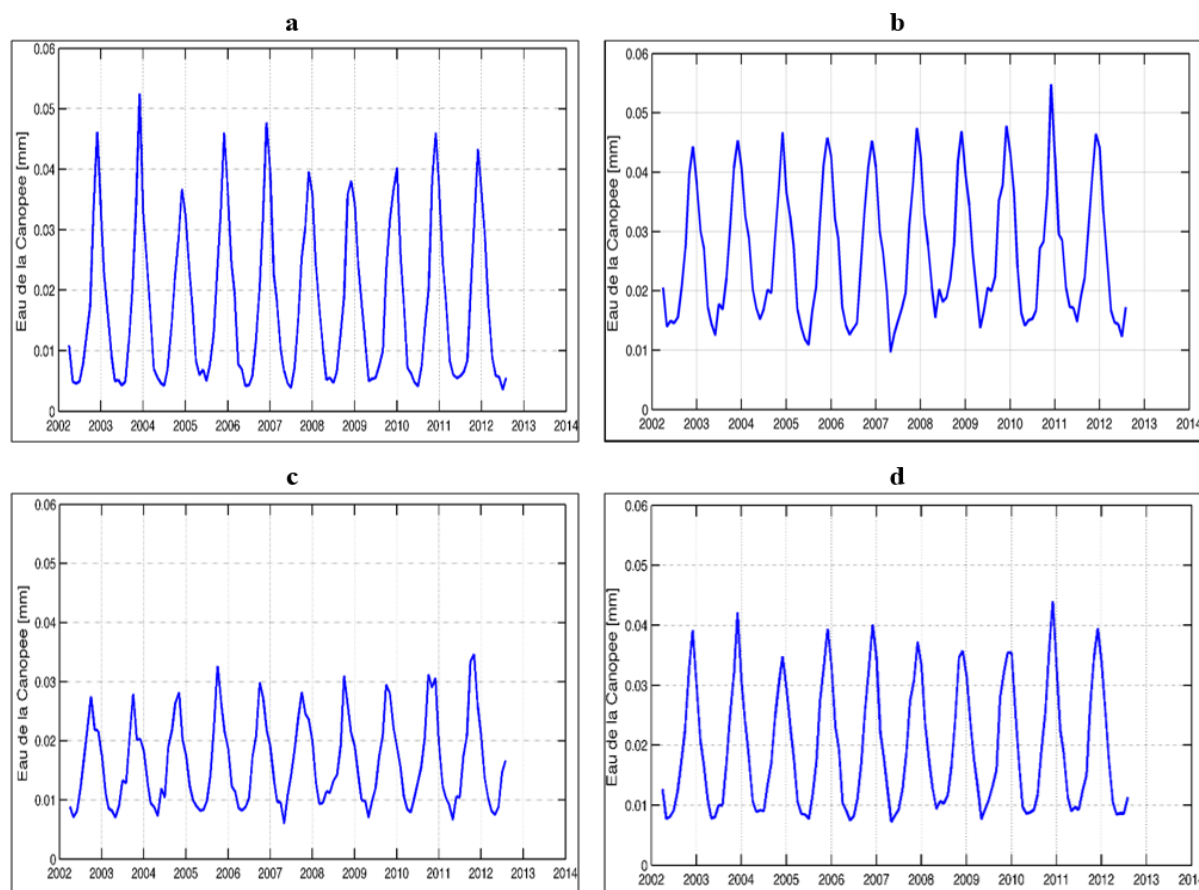


**Figure 17:** Variation spatiale de l'eau de la canopée WCan (mm) durant le mois de décembre 2006 pour l'ensemble des trois bassins versants.

Nous représentons sur la Figure 18 les séries temporelles de l'eau de la canopée sur les bassins versants étudiés.

Sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (Figure 18a), entre 2002 et 2012, les valeurs réelles de WCan varient entre 0 mm et 0,05 mm. La moyenne des valeurs de WCan est égale à 0,02 mm. Pour le bassin versant du Saint-Laurent (Figure 18b) et pour la même période, on constate que les

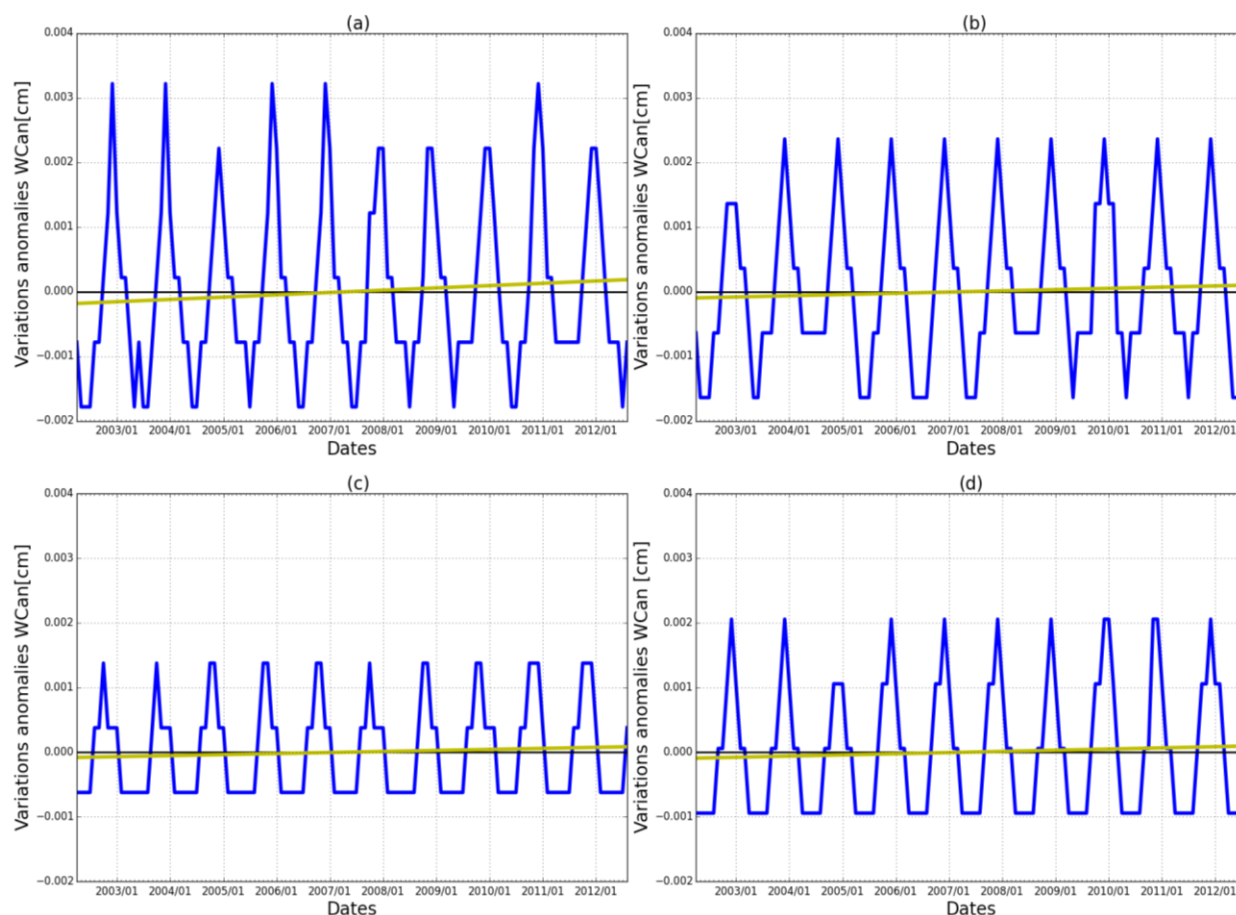
valeurs de WCan varient entre 0,01mm et 0,05 mm avec une moyenne sensiblement égale à 0,03 mm. Pour ce qui est du bassin versant du Nord Québec et le Labrador (Figure 18c), les valeurs de WCan oscillent entre 0,00mm et 0,04 mm. La moyenne de ces valeurs tourne autour de 0,03 mm. Quant aux valeurs de WCan pour toute la zone d'étude (Figure 18d), elles varient entre 0,00mm et 0,06 mm. Pour ce bassin versant, la moyenne de WCan est sensiblement égale à 0,02 mm. On peut constater que dans l'ensemble l'eau de la canopée est très faible, voire négligeable par rapport aux autres composantes déjà analysées (humidité du sol et équivalent en eau de la neige).



**Figure 18 :** Séries temporelles (mars 2002-août 2012) de l'eau de la canopée dans le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d).

Les variations d'anomalies de Wcan ont été calculées et sont présentées à la Figure 19.

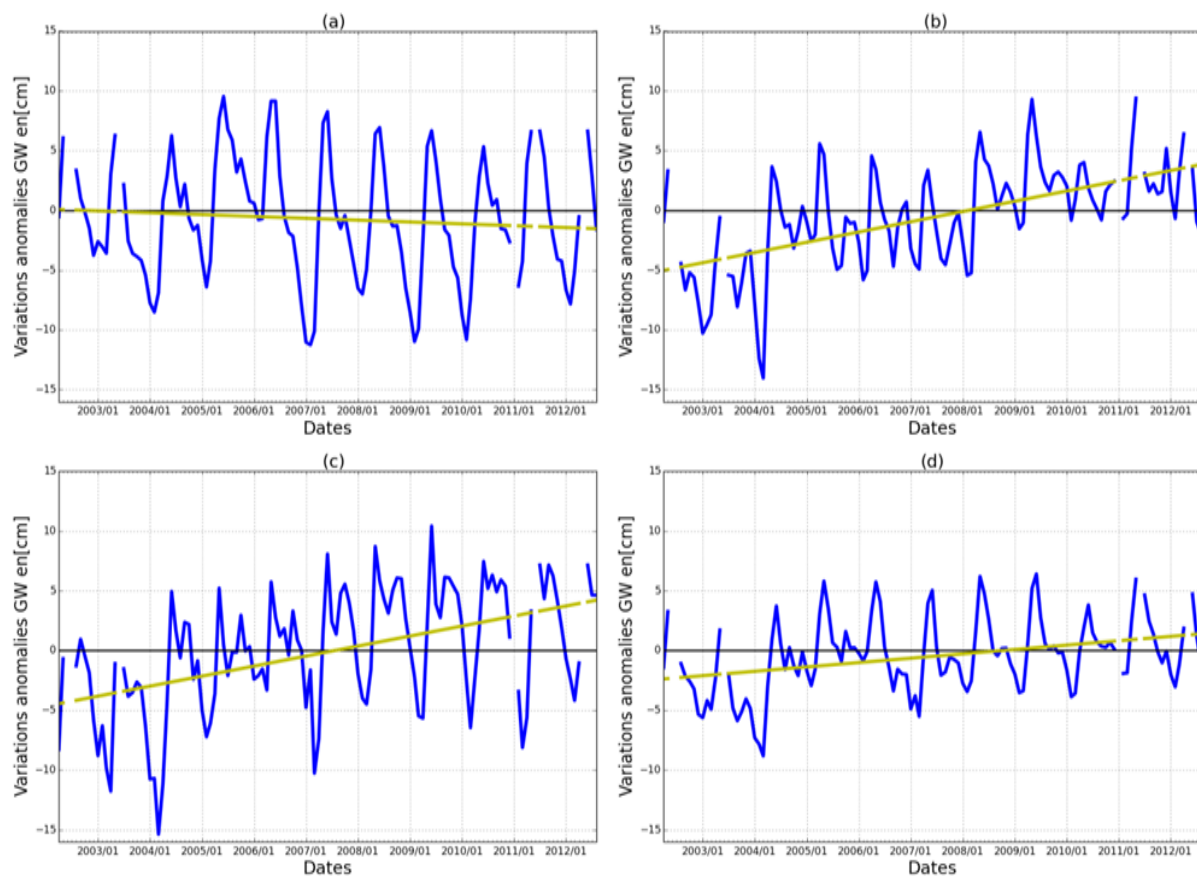
De l'analyse de cette figure, on remarque que les séries présentent les mêmes allures. Les variations d'anomalies positives alternent avec celles d'anomalies négatives, mais avec des amplitudes variables. Il n'y a pas vraiment de tendance temporelle significative dans les différents bassins. Les variabilités sont plus importantes dans le bassin du Bas-Mackenzie que dans les autres bassins. Cela peut s'expliquer par le grand contraste entre les zones de Prairies relativement dénudées et les zones forestières qui dominent, plus lorsqu'on s'achemine vers le nord du bassin. Le constat le plus important ici, c'est que l'eau de la canopée joue un rôle négligeable dans l'ensemble du processus qui mène à la détermination des eaux souterraines.



**Figure 19:** Séries temporelles (mars 2002 - août 2012) de  $\Delta W_{Can}$  issues de CLM sur le bassin versant du Bas-Mackenzie (a), du Saint Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et de toute la zone d'étude (d). En jaune : courbe de tendance linéaire.

## 5.5 Variations d'anomalies des eaux souterraines estimées

Après l'obtention des différentes variables pertinentes, c'est-à-dire les variations d'anomalies du stock d'eau total, de l'humidité du sol, de l'équivalent en eau de la neige et de l'eau de la canopée, nous avons estimé les variations d'anomalies d'eaux souterraines ( $\Delta GW$ ) en utilisant l'équation 16 (voir Section 4). Il est important de rappeler que les anomalies des eaux de surface ont été négligées dans cette étude, comme c'est le cas dans la plupart des recherches, à cause de leurs contributions relativement faibles. La Figure 20 représente les variations temporelles de  $\Delta GW$  sur les différents bassins de l'étude.



**Figure 20:** Séries temporelles de  $\Delta GW$  de mars 2002 à août 2012, pour le bassin du Bas-Mackenzie (a), le bassin du Saint Laurent (b), le bassin du Nord-du-Québec et Labrador (c), et l'ensemble de la zone d'étude (d). En vert : courbe de tendance linéaire.

Pour le bassin versant du Bas-Mackenzie (Figure 20a), les variations d'anomalies  $\Delta GW$  varient entre -11 cm et +10 cm. Elles sont restées positives entre la première moitié de 2005 et celle de

l'année 2006. Cette alternance d'anomalies négatives et positives rime avec la succession des périodes d'été et d'hiver de chaque année dans la série. Les variations d'anomalies négatives s'observent en général à partir de janvier, tandis que celles d'anomalies positives se manifestent à partir de mai. Cela s'expliquerait par les cycles d'accumulation de neige et de la fonte printanière qui alimentent les nappes souterraines en eau. Trois années se démarquent avec des variations d'anomalies négatives les plus basses dans la région ( $\Delta GW < -10$  cm). Il s'agit de 2007, 2009 et 2010. En revanche, deux années consécutives (2005 et 2006) montrent les valeurs positives les plus importantes (proches de +10 cm). Il y a une certaine cohérence avec les variations du SWE, mais ce n'est pas suffisant pour expliquer les résultats. Sur l'ensemble de la série, on peut observer une tendance légèrement décroissante des eaux souterraines dans le bassin du Bas-Mackenzie. Celle-ci est de l'ordre de -1,5 cm sur les dix années que couvre la série.

Dans le cas du bassin du Saint-Laurent (Figure 20b), on remarque qu'entre 2002 et 2012 les variations d'anomalies de  $\Delta GW$  fluctuent en général entre -10 cm et +10 cm. Deux années se démarquent particulièrement sur cette série. Il s'agit de 2004 avec une variation d'anomalie négative la plus importante (environ -14 cm), et 2009 avec une variation d'anomalie positive la plus élevée (environ +10 cm). L'année 2004 apparaît comme une année de forte accumulation de neige selon le modèle CLM. L'année 2008, est également une forte année de neige. Cette dynamique pourrait probablement expliquer les variations observées de  $\Delta GW$ . En effet, plus l'accumulation de neige est importante, plus la recharge des nappes d'eaux souterraines est grande. Mais il y a un décalage temporel entre les deux phénomènes. La recharge commence avec la fonte de la neige. Lorsqu'on regarde l'ensemble de la série dans le bassin du Saint-Laurent (Figure 20b), on se rend compte que les variations d'anomalies de  $\Delta GW$  sont pratiquement négatives jusqu'en 2008, à quelques exceptions près. Par la suite, les variations d'anomalies sont positives jusqu'à la fin de la série. Cette situation donne une tendance nette à l'accroissement des eaux souterraines dans le bassin sur l'ensemble de la série. L'augmentation observée est de l'ordre de +10 cm sur les dix années de la série.

Dans le bassin versant du Nord Québec et le Labrador (Figure 20c), les variations d'anomalies sont restées majoritairement négatives jusqu'en 2008, comme sur le bassin du Saint-Laurent. L'année 2004 se distingue avec une variation d'anomalie négative la plus importante. Elle correspond à celle où il y a eu la plus forte accumulation de neige dans la région (Figure 20c). Dans l'ensemble,

on observe une prédominance des variations d'anomalies positives après cette année. Ainsi, comme dans le cas du bassin du Saint-Laurent, la tendance générale de la série de 2002 à 2012 montre une augmentation des eaux souterraines, de l'ordre de +9 cm.

En combinant l'ensemble des trois bassins (zone d'étude complète), on remarque qu'entre 2002 et 2012 les valeurs des variations d'anomalies  $\Delta GW$  varient entre -9 cm et +7 cm (Figure 20d). Elles sont pratiquement négatives avant 2005. Les pics des variations d'anomalies positives sont plus prononcés après cette période. Puisqu'il s'agit de moyennes sur un très grand territoire, les effets d'adoucissement réduisent les variabilités par rapport à celles qu'on observe dans les bassins individuels. Sur l'ensemble du territoire, la tendance des eaux souterraines est très légèrement en augmentation pendant les dix années, de l'ordre de +3 cm.

En résumé, l'analyse de la Figure 20 sur les variations d'anomalies des eaux souterraines estimées, montre une tendance à la baisse dans le bassin du Bas-Mackenzie, et l'inverse dans les bassins du Saint-Laurent et du Nord Québec et Labrador sur la période de 2002 à 2012.

## **5.6 Comparaison de $\Delta GW$ avec les anomalies d'eaux souterraines *in-situ***

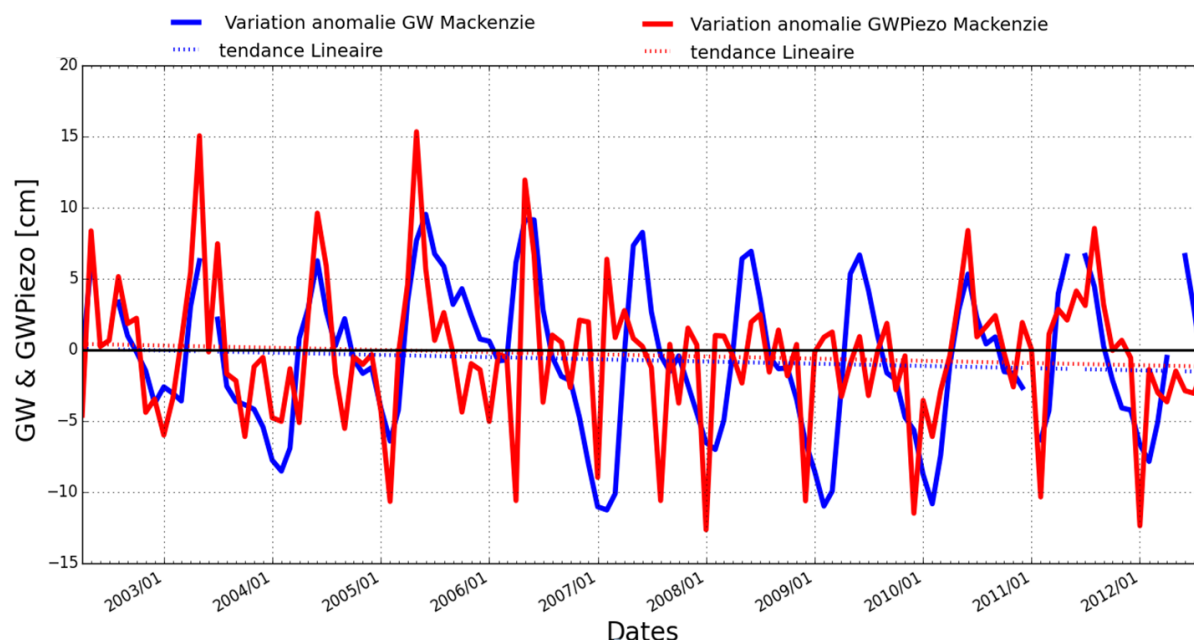
Cette section porte sur la comparaison des résultats de  $\Delta GW$  estimées à partir de la combinaison des données GRACE et GLDAS et des variations d'anomalies d'eaux souterraines dérivées des mesures piézométriques ( $\Delta GW_{Piézo}$ ). Compte tenu du manque de stations piézométriques dans le bassin du Nord-du-Québec et Labrador, l'analyse est concentrée sur les bassins du Bas-Mackenzie et du Saint-Laurent. Les valeurs moyennes des variations d'anomalie d'eau souterraines sur l'ensemble des bassins réunis sont également comparées aux moyennes piézométriques provenant de toutes les stations de mesure disponibles.

### **5.6.1 Comparaison des profils temporels**

La figure 21 représente les séries temporelles (mars 2002 à août 2012) des variations des anomalies d'eaux souterraines *in-situ*  $\Delta GW_{Piézo}$  et estimées  $\Delta GW$  pour le bassin versant du Bas-Mackenzie.

L'analyse de cette figure montre qu'entre 2002 et 2012, les variations d'anomalies  $\Delta GW_{Piézo}$  oscillent entre -13 cm et +15 cm alors que les valeurs estimées  $\Delta GW_{se}$  se situent entre -11 cm et

+10 cm. En général ces variations d'anomalies piézométriques négatives ont des amplitudes similaires à celles qui sont estimées avec GRACE et GLDAS. On observe néanmoins un décalage temporel pour certaines années, notamment en 2009 et 2010. On retrouve des pics beaucoup plus importants sur les anomalies piézométriques positives en 2003 et 2005 comparées aux variations d'anomalies positives estimées, et le contraire en 2007, 2008 et 2009. La tendance est légèrement négative pour les deux séries de données sur la période de 2002 à 2012 considérée dans l'étude. La baisse est de l'ordre de -1,5 cm pour  $\Delta GW$  et d'environ -1 cm pour  $\Delta GW_{Piezo}$  sur les dix années.

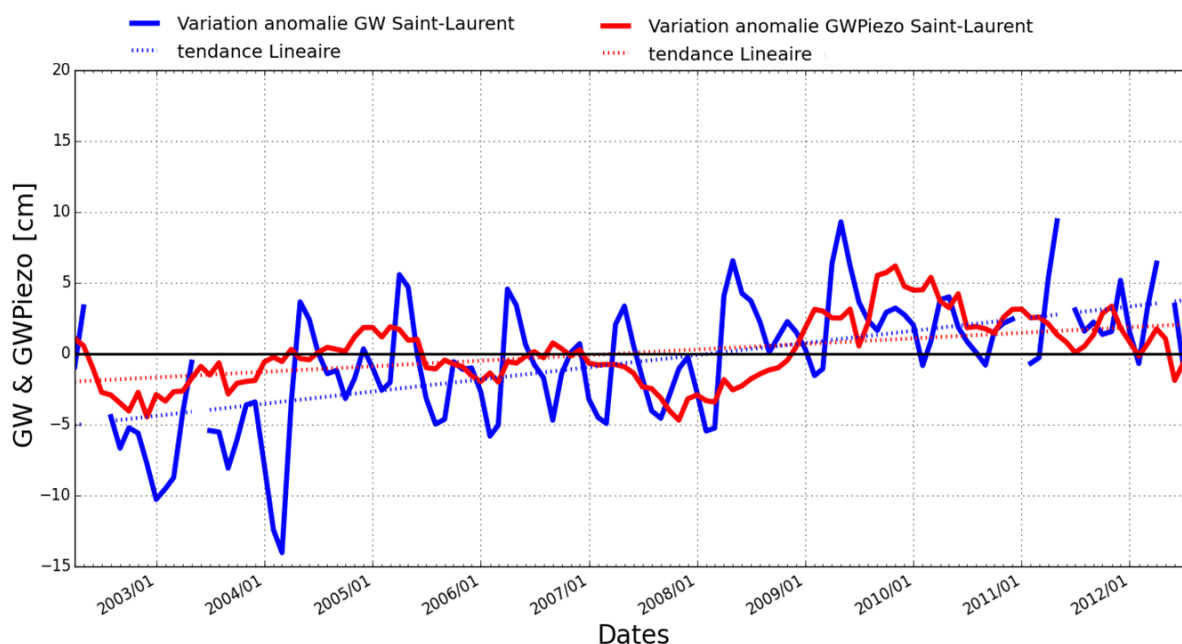


**Figure 21:** Comparaison des séries temporelles (mars 2002 à août 2012) des variations d'anomalies *in-situ* ( $\Delta GWP_{iezo}$ ) et estimées à l'aide de GRACE et GLDAS ( $\Delta GW$ ) pour le bassin du Bas-Mackenzie.

Les résultats sur les variations d'anomalies d'eaux souterraines dans le bassin du Saint-Laurent sont comparés à la Figure 22. Les valeurs estimées montrent des fluctuations plus importantes que celles qu'on observe dans les données *in-situ*, qui varient entre -5 cm et +6 cm. Cependant, les phases de variations d'anomalies positives et négatives concordent assez bien entre les deux séries, même si elles sont légèrement plus prononcées pour les valeurs estimées. Tout comme les variations d'anomalies estimées à l'aide de GRACE et GLDAS, celles des anomalies piézométriques montrent également un accroissement des eaux souterraines pendant la



période 2002-2012. Mais l'augmentation est d'environ +5 cm, soit environ la moitié de celle que l'on observe avec les estimations GRACE/GLDAS.

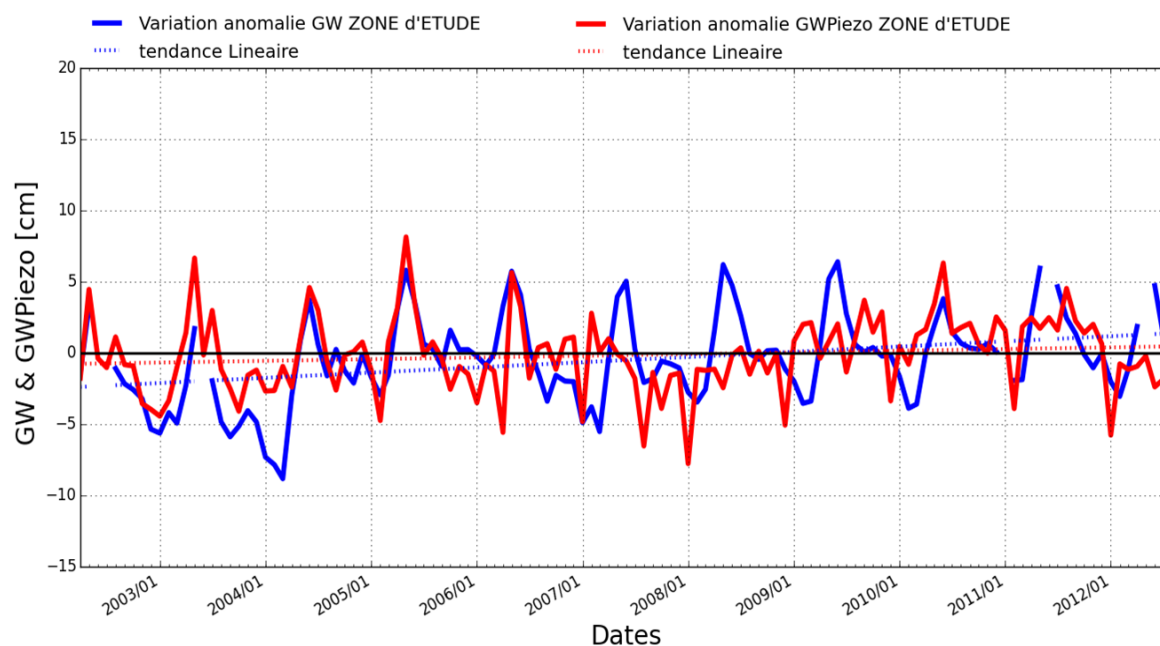


**Figure 22:** Comparaison des séries temporelles des variations d'anomalies *in-situ* ( $\Delta GW_{Piezo}$ ) et estimées à l'aide de GRACE et GLDAS ( $\Delta GW$ ) pour le bassin du Saint-Laurent.

Finalement, nous comparons les moyennes des variations d'anomalies estimées à l'aide de GRACE et GLDAS sur l'ensemble du territoire d'étude (incluant le bassin du Nord-du-Québec et Labrador) aux valeurs moyennes calculées à partir de toutes les stations piézométriques retenues. La Figure 23 montre cette comparaison.

L'analyse de la figure 23 montre que les deux séries décrivent des cycles (alternances d'anomalies négatives et positives) comparables jusqu'au début de 2007. Les données *in-situ* montrent par la suite une période continue de variations d'anomalies négatives qui s'étend jusqu'au début de l'année 2009. Ces deux années de valeurs négatives ne se retrouvent pas sur les valeurs estimées. Après 2009, les séries se ressemblent à nouveau. Globalement, les variations d'anomalies piézométriques et celles d'anomalies estimées montrent toutes les deux une tendance à l'accroissement pendant les dix années, mais elle est beaucoup plus faible pour les mesures *in-situ* (+1 cm, comparée à +3 cm pour la série estimée).





**Figure 23 :** Comparaison des séries temporelles (mars 2002 à août 2012) des variations d'anomalies  $\Delta GW_{Piezo}$  et  $\Delta GW$  sur l'ensemble de la zone d'étude.

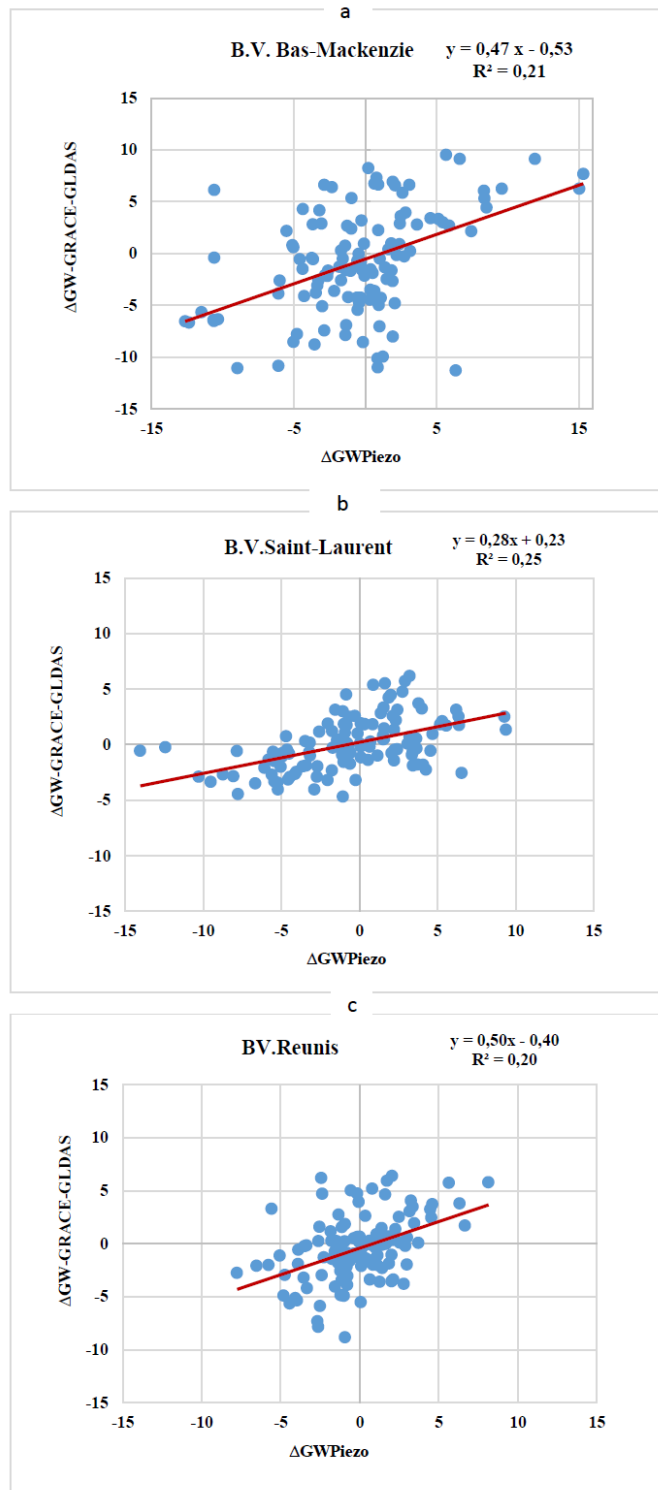
### 5.6.2 Analyse de corrélation

Pour comprendre les relations entre les variations d'anomalies d'eaux souterraines dérivées de GRACE et celles calculées à partir des mesures piézométriques *in-situ*, nous avons procédé à une analyse de régression. Les analyses ont été faites pour le bassin du Bas-Mackenzie, le bassin du Saint-Laurent et l'ensemble du territoire d'étude. Les résultats sont présentés à la Figure 24.

Le Tableau 4 résume les corrélations obtenues dans les différents cas. Il indique également la valeur du P-value obtenue. Il est important de souligner que toutes les analyses de régression sont faites à un seuil de signification de 0,05.

**Tableau 4 :** Sommaire des résultats des analyses de régression entre  $\Delta GW$  et  $\Delta GW_{Piezo}$ .

Bassin versant	Coefficient de correlation (R)	Niveau de significativité	P-value	Nombre d'observations
Bas Mackenzie	0,46	0,05	$1,06.10^{-07}$	119
Saint-Laurent	0,50	0,05	$6,27.10^{-07}$	119
Tous les bassins réunis	0,44	0,05	$4,37.10^{-07}$	119



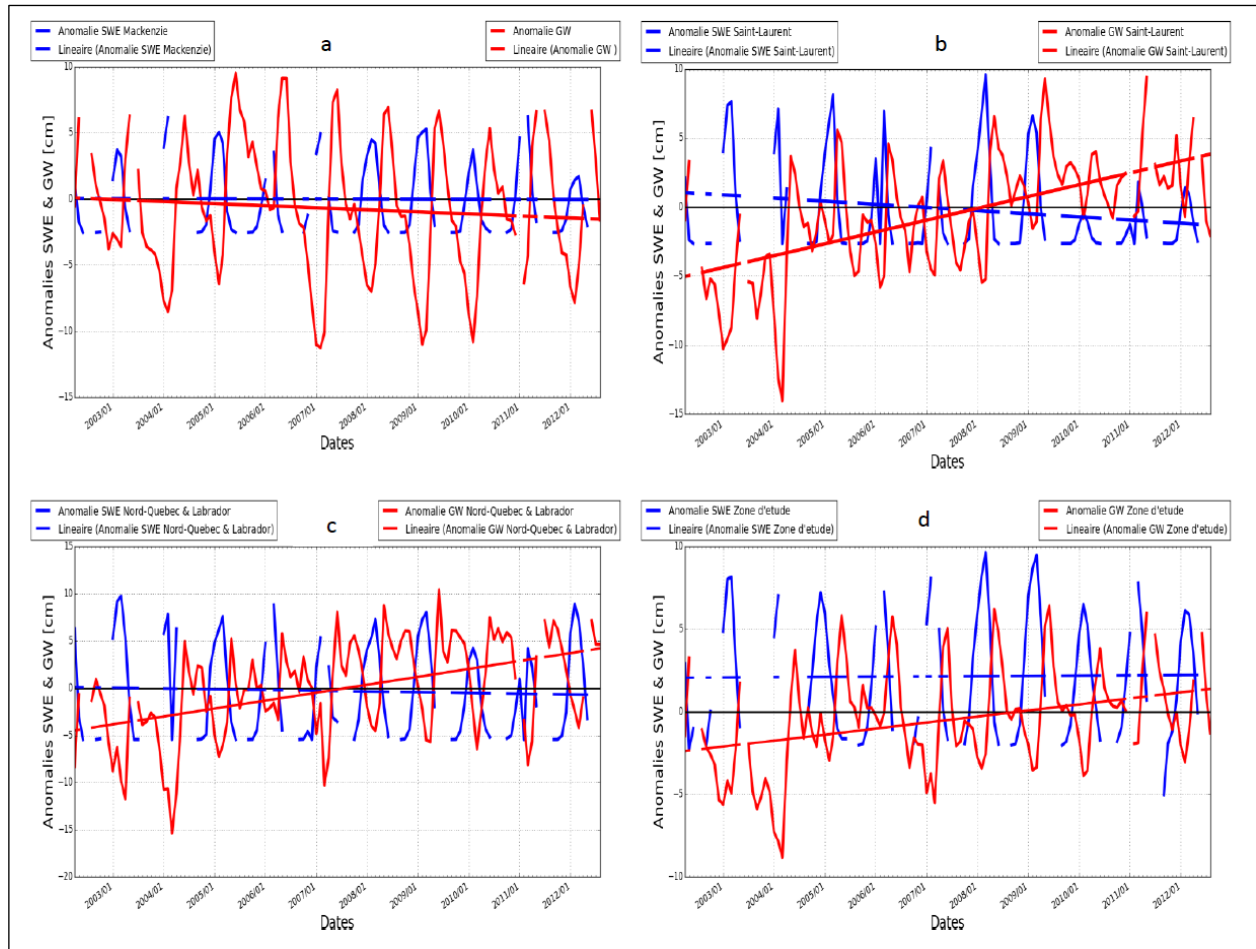
**Figure 24** : Régression linéaire entre les variations d'anomalies d'eaux souterraines estimées par la combinaison GRACE/GLDAS et celles calculées à partir des mesures piézométriques *in-situ* pour le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), et l'ensemble du territoire (c).

Les résultats montrent des corrélations de 0,46 et 0,50 entre  $\Delta GW$  et  $\Delta GW_{Piézo}$ , respectivement pour le bassin du Bas-Mackenzie et celui du Saint-Laurent. La combinaison de tous les bassins est caractérisée par une corrélation un peu plus faible (0,44). L'interprétation de ce dernier résultat est à prendre avec précaution, puisque les stations piézométriques ne couvrent pas l'ensemble du territoire de manière uniforme. Elles deviennent rares plus on avance vers les zones nord. Dans l'ensemble, les résultats sont remarquables, compte tenu des échelles qui sont en jeu. Les données GRACE, malgré leur échelle très grossière, permettent d'extraire de l'information sur les eaux souterraines qui est statistiquement corrélée avec les mesures *in-situ*. Ces dernières qui proviennent de stations piézométriques sont distribuées très aléatoirement sur le territoire, et les puits ont des profondeurs variables (Sun, 2013). Il n'y a pas de doute; plusieurs sources d'incertitudes affectent les résultats obtenus.

#### **5.7.1 Analyse de l'impact des cycles d'accumulation et de fonte de neige**

Pour mieux comprendre les variations des eaux souterraines, nous avons supposé que celles-ci pouvaient être expliquées en grande partie par les variations dans les quantités de neige reçues. Ainsi, comme expliqué dans la méthodologie, nous avons analysé les corrélations entre les anomalies d'eaux souterraines estimées et l'équivalent en eau de la neige (SWE). Le SWE utilisé durant cette phase provient des produits GlobSnow. Il s'agit de produits satellitaires d'équivalent en eau de la neige, donc de données complètement indépendantes de celles du modèle CLM qui ont été utilisées dans le calcul des eaux souterraines.

Nous présentons à la Figure 25, les séries temporelles des variations d'anomalies de SWE de GlobSnow (en bleu) et celles anomalies  $\Delta GW$  estimées (en rouge) pour les différents bassins de l'étude et l'ensemble du territoire considéré. Dans tous les cas de figure, le décalage entre l'accumulation de neige et les cycles d'eaux souterraines sont très visibles. L'eau souterraine commence à augmenter à partir de la fonte des neiges. Le décalage correspond au temps que met l'eau de fonte pour recharger les nappes souterraines.

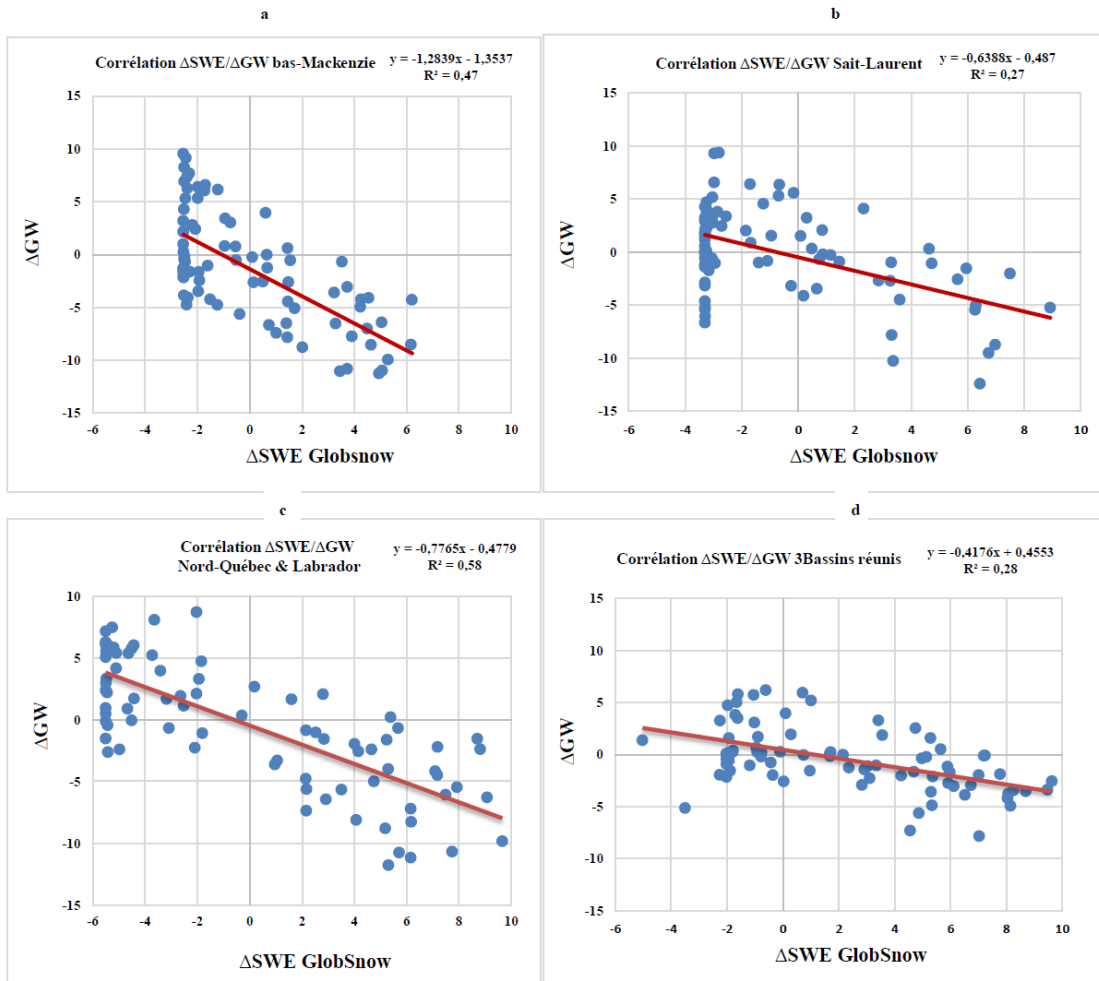


**Figure 25:** Étude d'impact des variations d'anomalies  $\Delta SWE$  (bleu) sur  $\Delta GW$  (rouge) sur le bassin du Bas-Mackenzie (a), du Saint-Laurent (b), du Nord-Québec et Labrador (c), et toute la zone d'étude (d).

L'analyse de la Figure 25 montre, de manière générale, que toutes les variations d'anomalies positives de  $\Delta GW$  sont précédées d'anomalies positives de  $\Delta SWE$ . On remarque aussi qu'il y a un décalage entre les pics de  $\Delta SWE$  et ceux de  $\Delta GW$ . Ce décalage correspondrait au temps qu'il faudrait pour que les eaux de la fonte de neige alimentent les nappes souterraines. La différence de tendance entre  $\Delta SWE$  et  $\Delta GW$  observées est due au fait qu'il existe souvent une réserve d'eau souterraine dans les nappes souterraines avant la réalimentation des formations aquifères par les eaux provenant de la fonte du manteau neigeux.

### 5.7.2 Étude de corrélation entre $\Delta$ SWE et $\Delta$ GW

Les corrélations entre les variations d'anomalies de  $\Delta$ SWE et les anomalies d'eaux souterraines sont présentées à la Figure 26. Les paramètres statistiques ayant permis d'évaluer la corrélation entre ces deux paramètres sont résumés dans le tableau 5.



**Figure 26 :** Régression entre  $\Delta$ GW et  $\Delta$ SWE dans les bassins étudiés

**Tableau 5** : Analyse statistique de régression entre  $\Delta GW$  et  $\Delta SWE$  GlobSnow.

Bassin versant	Coefficient de corrélation R	Niveau de significativité	P-value	Nombre d'observations
Bas Mackenzie	- 0,68	0,05	$2,12 \times 10^{-12}$	80
Saint-Laurent	-0,51	0,05	$9,75 \times 10^{-07}$	80
Nord-du-Québec et Labrador	-0,76	0,05	$8,84 \times 10^{-17}$	80
Tous les bassins réunis	-0,52	0,05	$4,52 \times 10^{-07}$	80

Pour le bassin versant du Bas-Mackenzie, on remarque une forte corrélation entre  $\Delta GW$  et  $\Delta SWE$  avec un coefficient de détermination  $R^2 = 0,47$ . Cela signifie que 47 % des variations de  $\Delta GW$  sont expliquées par les variations de  $\Delta SWE$ . La valeur très faible de la probabilité P-value montre que la corrélation trouvée entre les deux variables est statistiquement significative.

Pour le bassin du Nord-Québec et du Labrador, les résultats sont encore plus éloquentes, avec un  $R^2 = 0,58$ . Cela indique que 58 % des variations de  $\Delta GW$  sont expliquées par les variations de  $\Delta SWE$ . Le P-value indique une corrélation très significative entre  $\Delta GW$  et  $\Delta SWE$  dans le bassin du Nord-Québec et Labrador.

La dynamique est un peu différente dans le bassin du Saint-Laurent. On remarque une corrélation relativement faible ( $R^2 = 0,27$ ), quoique statistiquement significative entre  $\Delta GW$  et  $\Delta SWE$ , si l'on tient compte de la valeur de la probabilité. La qualité des données de SWE dans le bassin du Saint-Laurent est affectée par plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer les redoux fréquents durant les hivers et la couverture végétale plus importante. Cela pourrait avoir un impact sur les résultats obtenus.

Lorsqu'on combine les trois bassins, on remarque une corrélation entre  $\Delta GW$  et  $\Delta SWE$ , qui est pratiquement similaire à celle obtenue sur le bassin du Saint-Laurent ( $R^2 = 0,28$ ). Elle est relativement faible, mais elle est statistiquement significative.

En résumé, les eaux souterraines sont un milieu très dynamique à la fois sur le plan spatial et sur le plan temporel. Les variabilités observées dans les anomalies montrent des corrélations statistiquement significatives avec celles de l'équivalent en eau de la neige dans tous les bassins. Si

l'on se réfère aux résultats obtenus dans les bassins du Bas-Mackenzie et du Nord-Québec et Labrador, la fonte de neige joue un rôle critique dans la recharge des nappes souterraines. En effet, environ la moitié des variabilités observées dans les anomalies d'eaux souterraines dans le bassin du Bas-Mackenzie, et environ 60 % dans le Bassin du Nord-Québec et Labrador s'expliquent par l'accumulation de neige. Dans le bassin du Saint-Laurent, c'est environ 30 %.

## CHAPITRE 6 : Discussion des résultats et conclusion

### 6.1 Discussion

Dans cette étude, plusieurs résultats importants se dégagent du point de vue variations d'anomalies d'eaux souterraines dans les différents bassins versants étudiés pour la période d'étude allant de mars 2002 à août 2012. Sur la zone d'étude, la combinaison des données GRACE et celles du modèle de surface CLM de GLDAS permet d'estimer les valeurs correspondant aux variations des anomalies d'eaux souterraines contenues dans la colonne d'eau observée par le satellite GRACE. Elles ont été principalement utilisées pour produire les séries temporelles des variations des anomalies de la TWS et des composantes du bilan hydrologique telles que SM, SWE et WCan. La TWS équivaut au bilan hydrologique dans un bassin versant (Shen *et al.*, 2015). Ces variations interannuelles des anomalies TWS présentent des tendances, des périodicités et des amplitudes variables qui peuvent être examinées sur chaque bassin versant.

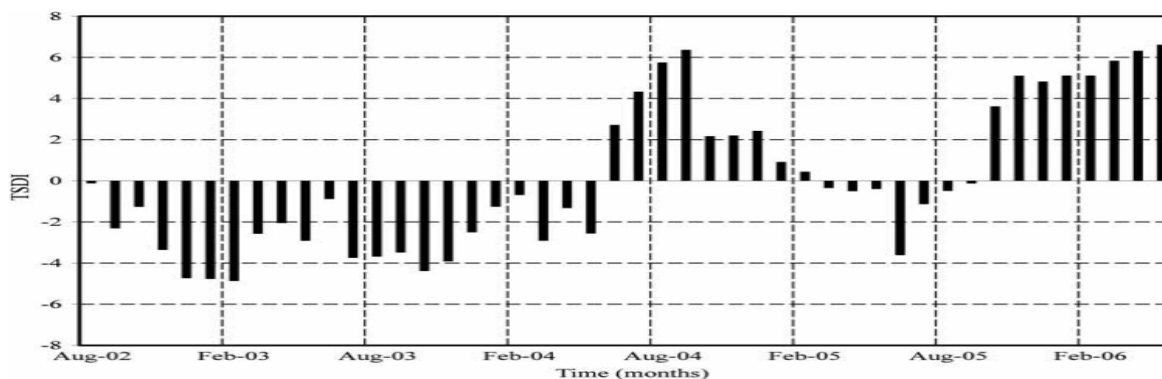
En général, les variations interannuelles des anomalies  $\Delta TWS$  sur les bassins versants du Bas-Mackenzie, du Saint-Laurent, du Nord-Québec et du Labrador et même dans le bassin qui réunit les trois bassins précités oscillent entre des anomalies positives et négatives. Chaque bassin versant présente des particularités.

La figure 10 présente la série temporelle des variations d'anomalies de TWS sur les différents bassins versants étudiés. Les séries temporelles de  $\Delta TWS$  montrent une périodicité annuelle différente en termes d'amplitudes. Ces variations d'amplitudes sont entraînées par l'accroissement progressif d'une ou de l'ensemble des composantes de la colonne d'eau. Cet accroissement s'observe entre septembre et février avec souvent un pic entre décembre-janvier ou février. Les anomalies décroissent progressivement pour atteindre un minimum entre juin-juillet ou août.

Sur le bassin versant du Bas-Mackenzie, les variations d'anomalies de TWS sont restées presque positives entre décembre 2005 et juin 2006 avec un maximum avoisinant 9 cm. Les valeurs maximales positives se produisent entre février à avril. Les variations d'anomalies de TWS qui sont restées positives s'expliquent par le fait que les moyennes mensuelles de l'une ou de l'ensemble des composantes ( $\Delta SM$ ,  $\Delta SWE$ ,  $\Delta WCan$ ) des anomalies de la colonne d'eau TWS sont restées au-dessus de la moyenne de la série. C'est une conséquence de l'abondance des précipitations par rapport à la normale saisonnière. Dans le Bas-Mackenzie, les précipitations



moyennes varient entre 300 mm et 500 mm par an. Elles peuvent doubler pendant les périodes pluvieuses et diminuer de trois quarts pendant les périodes de sécheresse (Mcginn, 2010). Environ un tiers de ces précipitations proviennent de la neige (Crowley *et al.*, 2006). À partir de 2003 une grande partie de cette zone a commencé à se remettre d'une période de sécheresse à la suite de précipitations supérieures à la normale. En 2004, cette zone a connu peu de sécheresse. Les précipitations étaient au-dessus de la normale durant l'année 2005 (Hanesiak *et al.*, 2011; Bonsal *et al.*, 2011). La succession de ces événements météorologiques excédentaires explique le comportement de  $\Delta TWS$  entre 2004 et 2006. Entre juin 2009 et janvier 2011, les variations d'anomalies de TWS sont restées presque négatives, avec une valeur minimale d'environ -5 cm. Les pertes d'eau de  $\Delta TWS$  varient entre -1,66 cm et -8 cm et s'observent majoritairement entre les mois de juillet et de septembre. Cela s'explique par le fait que les moyennes mensuelles de l'une ou l'ensemble des composantes de TWS sont restées inférieures à la moyenne tout au long de cette période (Rodell et Famiglietti, 2001). Il est à noter que les amplitudes positives de ces variations d'anomalies varient entre 2,5 cm et 8,7 cm. La diminution des précipitations est à la base de l'amplitude basse des variations d'anomalies de TWS entre 2010 et 2011. Quant à la tendance en légère baisse des variations d'anomalies de TWS sur le bassin du Bas-Mackenzie, elle s'expliquerait par la succession observée des épisodes de déficit en termes de précipitations (Krishnan *et al.*, 2006; Hanesiak *et al.*, 2011). Par exemple, l'examen de l'Index de Déficit de Stockage Total (TSDI) estimé à partir des anomalies TWS de GRACE vient consolider nos explications quant au comportement de  $\Delta TWS$  sur ce bassin versant (Hanesiak *et al.*, 2011; Figure 27).



**Figure 27 :** Index de Déficit de Stockage Total (TSDI) estimé à partir des données TWS de GRACE sur le bassin de la rivière Saskatchewan entre août 2002 et août 2006 (extraite de Hanesiak *et al.*, 2011).

Sur le reste des bassins versants étudiés, les amplitudes des anomalies de  $\Delta TWS$  sont aussi tributaires des événements météorologiques, car ils influencent la variabilité interannuelle de la moyenne des anomalies  $\Delta TWS$ . Contrairement au bassin versant du Bas-Mackenzie, sur le reste des bassins versants étudiés, les tendances croissantes sont les conséquences de l'abondance des précipitations. Ces dernières engendrent de grandes amplitudes d'anomalies positives au détriment des amplitudes négatives.

En comparant les résultats obtenus sur les variations de TWS sur les bassins versants du bas Mackenzie et du Saint-Laurent à ceux obtenus par Su *et al.* (2010), on constate que ces séries temporelles sont dans la même gamme de variations. Les bassins versants dénommés Churchill et Nelson correspondent à notre zone d'étude appelée bassin versant du bas Mackenzie.

Les variations des paramètres du bilan hydrologique montrent que c'est l'accumulation de neige ( $\Delta SWE$ ) qui entraîne l'allure croissante de  $\Delta TWS$ . Bailey *et al.* (1997) estiment que la fonte de neiges génère près de 80 % d'équivalent en eau dans les Prairies. Ils expliquent aussi que les taux d'infiltration et d'évapotranspiration y sont élevés pendant les périodes chaudes de l'année. L'allure décroissante de  $\Delta TWS$  est la conséquence de la fonte printanière du manteau neigeux. Ces variations cycliques de  $\Delta SWE$  influencent saisonnièrement la variabilité de la moyenne de  $\Delta TWS$  à l'échelle du bassin versant.

En comparant nos résultats aux séries temporelles d'anomalies  $\Delta SWE$  obtenus par Xiao *et al.* (2015), par Wang *et al.* (2010) et par Forman *et al.* (2012) sur les bassins Liard, Peace et Athabasca, Slaves, Bear et Peel, et sur le bassin du bas Mackenzie, on constate que ils sont dans la même plage de variation.

Les différentes phases des anomalies  $\Delta TWS$  sont aussi fonctions des anomalies de  $\Delta SM$ , illustrées par la figure 13. Le nombre de pics des anomalies  $\Delta SM$  montre que les séquences d'humidification du sol se font en deux phases. Une première phase se produit entre avril et juin à la suite des épisodes de fonte des neiges (Scanlon *et al.*, 2012). Cette étape est suivie d'une courte séquence d'épuisement de  $\Delta SM$  causée par les phénomènes d'évaporation et de transpiration. Elle est suivie d'une seconde phase d'humidification entre juillet et septembre qui se traduit par un deuxième pic résultant des précipitations sous forme de pluie. Cette étape est suivie d'un minimum entretenu par le retour du gel en automne. Ceci s'explique d'une part par la plage de variation des anomalies  $\Delta SM$  qui oscille entre -0,2 et 0,2 cm et d'autre part par la tendance presque stable de  $\Delta SM$ .

est entretenue par les précipitations et l'évapotranspiration (Figure 13a). Sur le bassin du Mackenzie, les anomalies de  $\Delta SM$  sont restées positives entre 2005 et 2006. Ceci est la conséquence des précipitations observées entre 2004 et 2006 telles qu'expliquées lors de l'analyse des anomalies  $\Delta TWS$ .

La capacité de stockage de l'eau par la canopée est un facteur important dans l'interception des précipitations (Liu *et al.* 1998).

D'une manière générale, les variations d'anomalies d'eau de la canopée ( $\Delta W_{Can}$ ) varient selon les saisons, telles qu'illustrées sur la Figure 19. En période d'hiver, de novembre à février, le phénomène d'évapotranspiration est faible. Durant la même période, les anomalies de  $\Delta W_{Can}$  augmentent en plus de l'apport d'eau déjà interceptée pendant l'automne. Cette phase correspond à la phase croissante des séries temporelles pour atteindre un maximum entre décembre et janvier. Au début du printemps, lorsque les manifestations du phénomène d'évapotranspiration redeviennent importantes, les variations d'anomalies  $\Delta W_{Can}$  diminuent progressivement pour atteindre leur minimum, ce qui correspond à la phase décroissante de  $\Delta W_{Can}$ . Cette période montre d'importantes pertes d'eau au niveau de la canopée. Ceci est la conséquence d'intenses activités chlorophylliennes. Sur le bassin versant du Nord du Québec et du Labrador (Figure 19c) particulièrement, les différentes variations des anomalies  $\Delta W_{Can}$  sont de faibles amplitudes. Cela est dû à la faible biomasse végétale qui se résume à une couverture de toundra, caractérisée par une faible capacité de rétention d'eau. Dans l'ensemble,  $\Delta W_{Can}$  est très faible par rapport aux autres composantes du bilan hydrologique dans les bassins considérés. Sa contribution sur  $\Delta GW$  est négligeable.

À partir de l'équation 16, des variations d'anomalies de  $\Delta GW$  ont été déduites sur les différents bassins. L'analyse des résultats présentés à la Figure 20 montre qu'entre 2002 et 2012, les anomalies négatives de  $\Delta GW$  sont toujours suivies par des anomalies positives. Cette alternance rime avec la succession des périodes d'été et d'hiver de chaque année. Cette manifestation résulte de la fonte printanière de la neige et de la glace. Les niveaux les plus hauts des eaux souterraines sont atteints généralement vers la fin du printemps et le début de l'été. Cette phase est suivie d'une diminution de  $\Delta GW$  engendrée par l'infiltration, et par les pertes dues à l'évapotranspiration et au ruissellement.

Sur le bassin du Bas-Mackenzie (Figure 20a), la série temporelle est dominée par les anomalies négatives de grande amplitude. Celles-ci sont aussi le reflet de  $\Delta TWS$  obtenues sur le bassin versant (Figure 10), et pourraient être dues au déficit de précipitations déjà mentionnées. Deux facteurs pourraient expliquer la tendance en baisse de  $\Delta GW$  dans le bassin versant. Le premier facteur est lié aux épisodes de sécheresse observés. Le deuxième facteur pourrait être la perte occasionnée par le pompage des eaux souterraines pour des besoins agricoles et domestiques. Dans les Prairies, les eaux souterraines sont des réservoirs d'eau utilisés pour l'agriculture et pour l'eau potable (Hanesiak *et al.*, 2011). Il est difficile de dire jusqu'à quel point cette utilisation peut influencer la baisse des eaux souterraines. Mais le phénomène prend de l'ampleur surtout en période de sécheresse et accentue l'impact négatif de celle-ci sur les réserves d'eaux souterraines. Les anomalies de  $\Delta GW$  qui sont restées positives entre décembre 2005 et juin 2006 pourraient être la conséquence de l'augmentation inhabituelle (au-dessus de la normale) des précipitations observées entre 2004 et 2005. Elles ont apporté d'importantes quantités de recharge aux nappes souterraines (Hanesiak *et al.*, 2011).

Sur le bassin versant du Saint-Laurent, on observe une rupture nette dans l'alternance des variations d'anomalies positives et celles des anomalies négatives de  $\Delta GW$  (figure 20 b). Entre mars 2002 et juin 2004, il n'y avait pas de variations significatives d'anomalies positives, mais une forte baisse des réserves d'eaux souterraines a été observée entre novembre 2003 et mars 2005. Les pertes d'eaux souterraines les plus importantes enregistrées au cours de ces périodes sont d'environ 15 cm en termes d'anomalies. À partir de 2006, l'amplitude saisonnière des anomalies positives de  $\Delta GW$  est devenue progressivement plus importante que celle des anomalies négatives. Dans le bassin du Saint-Laurent, les variations d'anomalies de  $\Delta GW$  sont restées pratiquement positives après janvier 2008. Les grandes amplitudes observées sont les résultats de l'apport d'eau par la fonte de neige printanière alors que les précipitations estivales expliquent les anomalies de moyennes amplitudes. Les variations d'anomalies positives prépondérantes entre janvier 2006 et août 2012, sont dues à la fonte printanières et aux précipitations expliquent la tendance en forte croissance des anomalies de  $\Delta GW$  sur le bassin.

Dans le bassin du Nord du Québec et du Labrador, l'analyse de la Figure (20c) révèle les mêmes observations que le bassin versant du Saint-Laurent. Dans ce bassin versant, l'amplitude la plus importante de variations d'anomalies négatives de  $\Delta GW$  est observée entre janvier et mars 2004. Pendant cette période, le niveau le plus bas atteint par  $\Delta GW$  est d'environ -15 cm en termes

d'anomalies. Les variations d'anomalies sont restées presque positives à partir du printemps 2004, à l'exception de quelques rares pics négatifs. Les variations observées sont le résultat de la recharge des nappes d'eau souterraines dans un premier temps par la fonte des neiges puis dans un deuxième temps par les précipitations sous forme de pluie. La longue série d'anomalies positives de grandes amplitudes montre que les recharges des eaux souterraines sont plus importantes que les prélèvements. Ceci a pour conséquence la tendance en forte hausse observée de  $\Delta GW$  dans le bassin du Nord-Québec et Labrador.

Pour l'ensemble des bassins réunis (Figure 20d), le résultat présentent les mêmes caractéristiques que les bassins du Saint-Laurent et celui du Nord-Québec et Labrador, mais avec des amplitudes plus faibles. La baisse la plus importante du niveau de  $\Delta GW$  est sensiblement égale à -9 cm. Les variations d'anomalies positives de  $\Delta GW$  sont prédominantes durant toute la série temporelle, ce qui explique le léger accroissement de  $\Delta GW$ . Les résultats sont affectés par les effets de moyennage. Les trois bassins n'ayant pas toujours les mêmes tendances, on obtient des amplitudes plus faibles sur l'ensemble de la zone d'étude.

En comparant les estimations des anomalies  $\Delta GW_{Piézo}$  à celles de  $\Delta GW$  de la combinaison GRACE-GLDAS, de mars 2002 à août 2012, il est à remarquer que les variations sont similaires avec des différences au niveau des amplitudes des anomalies. Cette comparaison n'a pas été faite pour le bassin versant du Nord-du-Québec et du Labrador, car les données piézométriques sont quasi inexistantes. Pour le bassin versant du Bas-Mackenzie (Figure 21), la seule particularité à signaler est que, de 2007 à 2010, les amplitudes des anomalies positives de  $\Delta GW_{Piézo}$  sont faibles relativement aux amplitudes des anomalies négatives de  $\Delta GW$  ainsi qu'aux anomalies négatives de  $\Delta GW_{Piézo}$ . Mais les tendances globales sur l'ensemble de la période considérée sont similaires. Elles sont négatives. Pour le bassin du Saint-Laurent (Figure 22), les valeurs estimées de  $\Delta GW$  montrent des variabilités beaucoup plus importantes que les données *in-situ* ( $\Delta GW_{Piézo}$ ), mais les deux séries se suivent assez bien et décrivent les mêmes tendances à la hausse des eaux souterraines sur la période 2002-2012. L'analyse des corrélations montre d'ailleurs que  $\Delta GW$  et  $\Delta GW_{Piézo}$  sont significativement corrélées dans les bassins du Bas-Mackenzie et celui du Saint-Laurent. Aucune analyse de corrélation n'a été faite pour le bassin du Nord-Québec et Labrador, compte tenu de l'absence de données *in-situ*. Lorsqu'on compare les moyennes de  $\Delta GW$  des trois bassins aux moyennes piézométriques  $\Delta GW_{Piézo}$ , la corrélation obtenue est significative, et cela malgré l'absence de données *in-situ* dans le bassin du Nord-Québec et Labrador. Dans l'ensemble

les résultats démontrent le fort potentiel des données GRACE pour le suivi spatio-temporel de la variabilité des eaux souterraines. Des études menées sur le bassin de l'Amazonie au Brésil (Richey *et al.*, 2015), sur le bassin du Congo (Richey *et al.*, 2015), sur les aquifères des grandes plaines nord-américaines (Strassberg *et al.*, 2009), sur les aquifères des vallées du centre de la Californie (Famiglietti *et al.*, 2011), sur la région des grands lacs entre le Canada et le États-Unis (Richey *et al.*, 2015 ; Shen *et al.*, 2015 ; Li et Rodell, 2014 ; Sun *et al.*, 2012 ; Huang *et al.*, 2012 ; Strassberg *et al.*, 2009 ; Famiglietti *et al.*, 2011) sont arrivées aux mêmes conclusions. Dans la plupart de ces travaux réalisés sur différents bassins aux États-Unis, la combinaison de GRACE avec un schéma de surface montre de bons résultats par rapport aux eaux souterraines. Cependant, même si les corrélations sont statistiquement significatives dans les résultats obtenus ici, seulement 20 à 25 % des variances sont expliquées. Plusieurs facteurs influencent l'approche utilisée, notamment la résolution spatiale des données GRACE, la manière dont les valeurs de TWS sont estimées, les incertitudes associées aux données provenant de GLDAS, et celles associées aux mesures piézométriques. Pour ce qui est de l'impact de la résolution, Yirdaw-Zeleke et Snelgrove. (2011) ont montré qu'à une échelle réduite (sous-bassin) relativement à celle de GRACE, la corrélation entre les variations des anomalies d'eaux souterraines obtenues à partir de la combinaison GRACE-GLDAS et les données piézométriques *in-situ* peut être très élevée. La qualité des données GRACE impacte également sur les résultats. Par exemple, les niveaux de corrections résiduels des effets de rebond postglaciaires sont variables selon les localisations où on se trouve. Ils sont plus importants dans les environs de la Baie-James. Le processus de traitement des données GRACE est complexe et nécessite l'utilisation de filtres, ce qui peut affecter la qualité générale des données (Yeh *et al.* 2006). Pour ce qui est de l'influence de la différence des profondeurs des puits, Famiglietti *et al.*(1992) indiquent que les nappes profondes donnent de plus petits écoulements capillaires. Ils expliquent que la profondeur de la nappe phréatique peut affecter les flux capillaires. Par conséquent, les différences de profondeur des nappes phréatiques peuvent affecter l'ampleur de la recharge, ce qui entraîne des réponses différentes sur chaque puits (Sun, 2013). À l'échelle d'un bassin versant ou d'un territoire, la question de la représentativité se pose. Le nombre de puits, la répartition spatiale et les caractéristiques hydrogéologiques associées influencent les valeurs moyennes utilisées dans l'analyse. Par exemple, le rendement spécifique associé au puits est une information qui n'est pas directement disponible et qui peut être entachée d'incertitudes importantes. En dépit de ces différents problèmes, les variabilités observées dans les

eaux souterraines estimées s'apparentent à celles des mesures *in-situ*. Ces résultats confirment la première hypothèse de notre étude.

Nous avons voulu comprendre jusqu'à quel point l'accumulation de neige influençait les cycles observés dans les eaux souterraines. En effet, dans les bassins d'étude, la neige est un élément important du cycle hydrologique. Elle représente une grande partie des ressources en eau douce disponibles dans de nombreuses régions de l'hémisphère Nord (Forman *et al.*, 2012). L'analyse de la Figure 25 montre, de manière générale, que toutes les anomalies positives de  $\Delta GW$  sont précédées d'anomalies positives de  $\Delta SWE$ . Ces observations montrent qu'à chaque cycle de fonte du manteau neigeux est associée une recharge des nappes souterraines (Forman *et al.*, 2012). L'obtention des premiers pics des amplitudes importantes d'anomalies de  $\Delta GW$ , après la fonte printanière, indique l'importance des apports d'eau de la neige aux nappes souterraines. Earman *et al.* (2006) expliquent que la fonte des neiges fournit 40 à 70 % de la recharge des eaux souterraines dans le sud-ouest des États-Unis, bien que seulement 25 à 50 % de la moyenne annuelle des précipitations soient sous forme de neige. Les résultats que nous obtenons pour les bassins du Bas-Mackenzie et du Nord-Québec et Labrador vont dans le même sens. Les deux pics suivants apparaissent après l'été avec des amplitudes relativement faibles. On remarque aussi qu'il y a un décalage entre les pics de  $\Delta SWE$  et ceux de  $\Delta GW$ . Ce décalage montre qu'il y a un temps de latence qu'il faudrait pour que les eaux de la fonte de neige alimentent les nappes souterraines. Cela met en évidence les liens temporels entre la fonte du manteau neigeux et la recharge à l'échelle des bassins versants (Lowry *et al.*, 2010).

L'analyse des variations d'anomalies de  $\Delta SWE$  et de  $\Delta GW$  montre en général que les amplitudes des anomalies  $\Delta SWE$  sont supérieures à celles de  $\Delta GW$ . Ces observations sont communes à tous les bassins étudiés. Si on admet que c'est la fonte printanière qui apporte de l'eau aux nappes souterraines, alors une partie de l'équivalent en eau de la neige provenant de la fonte est perdue soit par le ruissellement, soit par évaporation (ou sublimation) ou encore au cours de l'infiltration.

Les valeurs des coefficients de corrélation calculée;  $R = -0,68$  sur le bassin du Bas-Mackenzie,  $R = -0,76$  sur le bassin versant du Nord-du-Québec et du Labrador,  $R = -0,51$  sur le bassin versant du Saint-Laurent et  $R = -0,52$  pour les trois bassins réunis, obtenues avec des données indépendantes de SWE venant des produits GlobSnow, montrent que  $\Delta GW$  est très sensible à la quantité d'eau dans la neige, qui finit par s'infiltrer pour recharger les nappes après les fontes

printanières. Cette sensibilité apparaît moins importante pour le bassin du Saint-Laurent. Ce qui signifie que d'autres facteurs jouent un rôle prédominant dans cette région, probablement les précipitations liquides. En s'en tenant aux corrélations statistiquement significatives obtenues, nous confirmons notre deuxième hypothèse sur les liens entre l'accumulation de neige et les eaux souterraines.

## 6.2 Conclusion

L'estimation des variations d'anomalies d'eaux souterraines a été réalisée sur les bassins versants des Grands Lacs des Esclaves, du fleuve Nelson et du Mississippi dont l'ensemble est dénommé (bassin versant du Bas-Mackenzie), sur le bassin versant du Saint-Laurent et sur celui du Nord-du-Québec et du Labrador. C'est la première étude d'estimation à grande échelle des eaux souterraines avec les données GRACE réalisée sur ces bassins.

L'analyse de corrélation entre  $\Delta GW$  et  $\Delta GW_{Piézo}$  montre des corrélations de 0,46, 0,50 et 0,44 respectivement sur le bassin du Bas-Mackenzie, le bassin du Saint-Laurent et le bassin formé par la combinaison de tous les bassins. Ces corrélations ont permis de mettre en exergue l'efficacité de la combinaison GRACE-GLDAS dans l'étude des eaux souterraine à grande échelle.

Quant à l'analyse de sensibilité de  $\Delta GW$  en fonction de  $\Delta SWE$ , elle montre des corrélations statistiquement significatives à travers les variabilités observées dans les séries temporelles. Les résultats des régressions linéaires entre  $\Delta SWE$  et  $\Delta GW$  obtenues sur le bassin du Bas-Mackenzie ( $R^2 = 0,47$ ) et le bassin du Nord-Québec et Labrador ( $R^2 = 0,58$ ) montrent l'influence des variations des anomalies de l'équivalent en eau de la neige sur les variations des eaux souterraines. En revanche, ceux obtenus sur le bassin du Saint-Laurent ( $R^2 = 0,27$ ) et l'ensemble des trois bassins versants ( $R^2 = 0,28$ ) présentent des corrélations faibles, mais qui sont statistiquement significatives. Ceci est dû à la qualité des données de SWE dans le bassin du Saint-Laurent. Cette dernière est affectée par plusieurs facteurs, à savoir les redoux fréquents durant les hivers et la couverture végétale importante présente sur ce bassin.

Malgré la résolution spatiale très grossière des données GRACE, on observe des variations spatio-temporelles importantes et très différentes des anomalies de la colonne d'eau totale d'un bassin à un autre. Sur la période de 2002 à 2012, considérée dans l'étude, la colonne d'eau totale augmente progressivement dans les bassins du Saint-Laurent et du Nord-Québec et Labrador. En revanche,



elle diminue légèrement dans le bassin du Bas-Mackenzie. Les variations d'anomalies d'eaux souterraines ont été obtenues en combinant celles colonnes d'eaux de GRACE aux autres variables du bilan hydrologique estimées à l'aide du modèle GLDAS de la NASA. L'étude montre que les variations d'anomalies d'eaux souterraines estimées décrivent les mêmes tendances que le stock d'eau de GRACE. Elles augmentent progressivement dans les bassins du Saint-Laurent et du Nord-Québec et Labrador de 2002 à 2012, alors qu'elles décroissent légèrement dans le bassin du Bas-Mackenzie. Les variations d'anomalies d'eaux souterraines, calculées à partir des données piézométriques issues de centaines de puits répartis à travers les bassins, montrent également les mêmes tendances. Les analyses montrent qu'elles sont significativement corrélées avec les estimations de GRACE/GLDAS. Cela confirme notre première hypothèse sur le potentiel des données GRACE à caractériser les eaux stockées dans les nappes souterraines dans les bassins considérés.

L'analyse de la sensibilité des variations d'anomalies des eaux souterraines estimées à l'accumulation de neige a été faite en examinant la corrélation avec celle de l'équivalent en eau de la neige ( $\Delta SWE$ ) provenant des produits GlobSnow. Elle révèle des corrélations significatives dans tous les bassins, ce qui explique le rôle prépondérant du SWE dans la recharge des nappes et confirme notre deuxième hypothèse sur la variation du niveau des eaux souterraines et l'accumulation de neige.

Il est important de souligner que l'étude comporte néanmoins des limitations dues à la nature des données utilisées et aux sources d'incertitudes multiples. La première est que les eaux de surface n'ont pas été intégrées dans le bilan hydrologique. Leurs variations sont considérées faibles et négligeables, comme c'est le cas dans la plupart des études. La deuxième limitation est liée à la résolution spatiale des données GRACE ( $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ ), ce qui exclue toute analyse fine. La prochaine mission de gravimétrie spatiale GRACE prévue en 2017 prévoit une amélioration de la résolution qui pourrait avoir un effet bénéfique sur le type d'analyse réalisé ici. La troisième limitation est la nécessité d'utiliser les simulations d'un schéma de surface pour décomposer la valeur intégrée de la colonne d'eau fournie par GRACE. Cela est une source d'incertitudes importante qui dépend de la performance du modèle de surface considéré. Finalement, la dernière limitation est inhérente aux données piézométriques. Ce sont des données ponctuelles dont la

répartition spatiale, les différences de profondeur et de caractéristiques des puits peuvent influencer l'estimation des eaux souterraines *in-situ* à l'échelle d'un bassin versant.

En dépit des sources d'incertitudes potentielles mentionnées, les résultats obtenus sont très encourageants et démontrent que les données GRACE peuvent contribuer valablement à l'analyse et au suivi de la variabilité des eaux souterraines à l'échelle de grands bassins versants.

## 7. Références

- Abelen, S., Seitz, F., Schmidt, M. and Güntner, A. (2011) Analysis of regional variations in soil moisture by means of remote sensing , satellite gravimetry and hydrological modelling, n°July, p. 1-6. Proceedings of symposium J-H01 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011) (IAHS Publ. 3XX, 2011)
- Ahmad, M. U. D., Bastiaanssen, W. G. M. and Feddes, R. A. (2005) A new technique to estimate net groundwater use across large irrigated areas by combining remote sensing and water balance approaches, Rechna Doab, Pakistan. Hydrogeology Journal, vol. 13, n°5-6, p. 653-664.
- Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W. and Reilly, T. E. (2002) Flow and storage in groundwater systems. Science (New York, N.Y.), vol. 296, n°5575, p. 1985-1990.
- Andreadis, K. M. and Lettenmaier, D. P. (2006) Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model. Advances in Water Resources, vol. 29, n°6, p. 872-886.
- Andrew, D. M. (2015) Régions géologiques. The Canadian encyclopedia. <http://www.thecanadianencyclopedia.ca/fr/article/regions-geologiques/>
- Avsar, N. B. and Ustun, A. (2012) Analysis of Regional Time-Variable Gravity Using GRACE's 10-day Solutions, TS04B - Heights, Geoid and Gravity, 5724, p. 1-15.
- Bailey, W.G. Oke T.R. and Rouse. W.R. (1997). The Surface Climates of Canada. Montréal-Kingston: McGill-Queen's University Press. p. 369.
- Bell, J. W., Amelung, F., Ferretti, A., Bianchi, M. and Novali, F. (2008) Permanent scatter InSAR reveals seasonal and long-term aquifer-system response to groundwater pumping and artificial recharge, Water Resources Research, Vol. 44, W02407, p.1-18 doi:10.1029/2007WR006152.
- Birkett, C. M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H. and Jasinski, M. J. (2002) Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. Journal of Geophysical Research Atmospheres, vol. 107, n°20.
- Bonan, G. B., Oleson, K. W., Vertenstein, M., Levis, S., Zeng, X., Dai, Y., and Dickinson, R. E. (2002) The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model. Journal of Climate, vol. 15, n°22, p. 3123-3149.
- Bonsal , B. R., Wheaton, E. E., Chipanshi, A. C., Lin, C., Sauchyn, J. and Wen, L (2011) Drought Research in Canada: A review, Atmosphere-Ocean, vol.49.n°4, p.303-319. DOI:10.1080/07055900.2011.555103

- Bulychev, A. A., Dzhamalov, R. G. and Sidorov, R. V. (2012) Use of data of satellite system for gravity recovery and climate experiment (GRACE) for studying and assessment of hydrological-geohydrological characteristics of large river basins. *Water Resources*, vol. 39, n°5, p. 514-522. DOI: 10.1134/S0097807812040021.
- Capderou, M. (2012) *Satellites : de Kepler au GPS* (1re éd.). Paris : Springer Paris.
- Cazenave, A. (2013) *Satellites et ressources en eau*. [College-de-france.79p.ave/course-2013-05-27-14h30.htm](http://college-de-france.79p.ave/course-2013-05-27-14h30.htm)
- Cazenave, A. and Chen, J. (2010) Time-variable gravity from space and present-day mass redistribution in the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 298, n°3-4, p. 263-274.
- Chen, J., Li, J., Zhang, Z. and Ni, S. (2014) Long-term groundwater variations in Northwest India from satellite gravity measurements. *Global and Planetary Change*, vol. 116, p. 130-138.
- Choi, Y., Choi, Y., Le, T.-H., Shin, S. and Kwon, D. (2014) Groundwater levels estimation and forecasting by integrating precipitation-based period-dividing algorithm and response surface methodology. *Desalination and Water Treatment*, vol. 54, n°4-5, p. 1270-1280.
- Clague, J.J. and Slaymaker, O. (2000) Canadian geomorphology 2000 Introduction. *Geomorphology*, vol. 32, n°3-4, p. 203-211.
- Collins, W. D., Bitz, C. M., Blackmon, M. L., Bonan, G. B., Bretherton, C. S., Carton, J. a, Chang, P., et al. (2006) The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). *Journal of Climate*, vol. 19, n°11, p. 2122-2143.
- Crowley, J. W., Mitrovica, J. X., Bailey, R. C., Tamisiea, M. E. and Davis, J. L. (2006) Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n°19. p.1-4. Doi:10.1029/2006GL027070.
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F. T., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., Strassberg, G., and Scanlon, B.R (2012) Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, vol. 59-60, p.143-156.
- Dong, J., Walker, J. P., Houser, P. R. and Sun, C. (2007) Scanning multichannel microwave radiometer snow water equivalent assimilation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 112, n°7, p. 1-16.
- Durand, M. and Margulis, S. A. (2006) Feasibility Test of Multifrequency Radiometric Data Assimilation to Estimate Snow Water Equivalent. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 7, n°3, p. 443-457.

- Earman, S., Campbell, A. R., Phillips, F. M. and Newman, B. D. (2006) Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 111, n°9, p. 1-18.
- Eckhardt, K. (2005) How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, vol. 19, n°2, p. 507-515.
- Eckhardt, K. (2012) Technical note: Analytical sensitivity analysis of a two parameter recursive digital baseflow separation filter. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, n°2, p.451-455.
- Famiglietti, J. S., E. F. Wood, M. Sivapalan, and D. J. Thongs (1992), A catchment scale water balance model for FIFE, *Journal of Geophysical Research*, vol.97(D17), p.18997–19007, doi:10.1029/92JD01049.
- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., Swenson, S. C., de Linage, C. R. and Rodell, M.(2011) Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley, *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n°3. L03403. doi.org/10.1029/2010GL046442.
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Weaver, C. P., Walko, R. and Robock, A. (2007) Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 112, n°10, p. 1-17.
- Ferguson, I. M. and Maxwell, R. M. (2012) Human impacts on terrestrial hydrology: climate change versus pumping and irrigation. *Environmental Research Letters*, vol. 7, n°4, 044022. p.8.
- Ferreira, V. G., Andam-akorful, S. A., He, X. F. and Xiao, R. Y. (2014) Estimating water storage changes and sink terms in Volta Basin from satellite missions. *Water Science and Engineering*, vol. 7, n°1, p. 5-16.
- Forman, B. A., Reichle, R. H. and Rodell, M. (2012) Assimilation of terrestrial water storage from GRACE in a snow-dominated basin. *Water Resources Research*, vol. 48, n°1, p. 1-14.
- Frappart, F., Ramillien, G., Leblanc, M., Tweed, S. O., Bonnet, M. and Maisongrande, P. (2011). An independent component analysis filtering approach for estimating continental hydrology in the GRACE gravity data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, n°1, p. 187-204.
- Galloway, D. L. and Hoffmann, J. (2006) The application of satellite differential SAR interferometry-derived ground displacements in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, vol. 15, n°1, p. 133-154.

- Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K. and Merz, B. (2007) A global analysis of temporal and spatial variations in continental water storage. *Water Resources Research*, vol. 43, n°5, p. 1-19.
- Han, S. C., Shum, C. K., Jekeli, C. and Alsdorf, D. (2005) Improved estimation of terrestrial water storage changes from GRACE. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n°7, p. 1-5.
- Hanesiak, J. M., Stewart, R. E., Bonsal, B. R., Harder, P., Lawford, R., Aider, R., Amiro, B. D., et al. (2011) Characterization and Summary of the 1999–2005 Canadian Prairie Drought. *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n°4, p. 421-452. Doi: 10.1080/07055900.2011.626757
- Healy, R. W. and Cook, P. G. (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, vol. 10, n°1, p. 91-109.
- Heiskanen, W.A., Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*. Freeman, San Francisco. IPCC, 2007. IPCC 4th Assessment Report, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA.
- Hirschi M, Viterbo P, Seneviratne S.I. (2006). Basin-scale water-balance estimates of terrestrial water storage from ECMWF operational forecast analysis data. *Geophysical Research Letters* Vol.33: L21401, p.1-6. DOI: 10.1029/2006GL027659.
- Horwath, M., Lemoine, J. M., Biancale, R. and Bourgoigne, S. (2011) Improved GRACE science results after adjustment of geometric biases in the Level-1B K-band ranging data. *Journal of Geodesy*, vol. 85, n°1, p. 23-38.
- Huang, J., Halpenny, J., Van Der Wal, W., Klatt, C., James, T. S. and Rivera, A. (2012) Detectability of groundwater storage change within the Great Lakes Water Basin using GRACE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 117, n°8, p. 1-27.
- Jackson, T. J., Le Vine, D. M., Hsu, A Y., Oldak, A, Starks, P. J., Swift, C. T., Isham, J. D. and Haken, M. (1999) Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry: the Southern Great Plains Hydrology Experiment. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 37, n°5, p. 2136-2151.
- Johnson, A. I. (1963) *Specific Yield - Compilation of Specific Yields for Various Materials*. USGS Open-File Report, n°63-59, p.119.
- Joodaki, G., Wahr, J. and Swenson, S. (2014) Estimating the human contribution to groundwater depletion in the Middle East, from GRACE data, land surface models, and well observations

Gholamreza. Water Resources Research, vol. 50, p. 1-14.

- Klosko, S., Rowlands, D., Luthcke, S., Lemoine, F., Chinn, D. and Rodell, M. (2009) Evaluation and validation of mascon recovery using GRACE KBRR data with independent mass flux estimates in the Mississippi Basin. *Journal of Geodesy*, vol. 83, n°9, p. 817-827.
- Kluzek, E. (2012): CESM Research Tools: CLM4 in CESM1.0.4 User's Guide Documentation. Tech. Doc., 164 pp. Available online at <http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.0/clm/index.shtml>.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E. A., Samain, O., Mognard, N. M. and Cazenave, A. (2004) Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992-2002). *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, n°1-2, p. 238-245.
- Krishnan, P., Black, T. A., Grant, N. J., Barr, A. G., Hogg, E. (Ted) H., Jassal, R. S. and Morgenstern, K. (2006) Impact of changing soil moisture distribution on net ecosystem productivity of a boreal aspen forest during and following drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 139, n°3-4, p. 208-223.
- Lambeck, K. (1990) Aristoteles: An ESA Mission to Study the Earth's Gravity Field. *ESA Journal*, vol. 14, p.21.
- Li, B., Rodell, M. et Famiglietti, J. S. (2015) Groundwater variability across temporal and spatial scales in the central and northeastern U.S. *Journal of Hydrology*, vol. 525, p. 769 -780.
- Li, B. et Rodell, M. (2014) Evaluation of a model-based groundwater drought indicator in the conterminous U. S. *Journal of Hydrology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.027>
- Liang, X., Xie, Z. and Huang, M. (2003) A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, p. 8613-8629. doi: 10.1029/2002JD003090.
- Liu, S. (1998) Estimation of rainfall storage capacity in the canopies of cypress wetlands and slash pine uplands in North-Central Florida. *Journal of Hydrology*. vol. 207, n°2, p. 32-41 .
- Lowry, C. S., Deems, J. S., Loheide, S. P. and Lundquist, J. D. (2010) Linking snowmelt-derived fluxes and groundwater flow in a high elevation meadow system, Sierra Nevada Mountains, California. *Hydrological Processes*, vol. 24, n°20, p. 2821-2833.
- Matsuo, K. and Otsubo, T. (2013) Temporal variations in the Earth's gravity field from multiple SLR satellites : Toward the investigation of polar ice sheet mass balance. Conference: 18th International Workshop on Laser Ranging. Pursuing Ultimate Accuracy & Creating New Synergies 11-15 November 2013. Fujiyoshida, Japan. p.1-10.

- McGinn, S. M. (2010) Weather and Climate Patterns in Canada's Prairie Grasslands. *Arthropods of Canadian Grasslands (Volume 1): Ecology and Interactions in Grassland Habitats*, vol.1, p.105-119.
- McGuire, V.L., (2011) Water-level changes in the High Plains aquifer, predevelopment to 2009, 2007-08, and 2008-09, and change in water in storage, predevelopment to 2009: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5089, 13 p., available on the web at <http://pubs.usgs.gov/sir/2011/5089/>.
- Meinzer, O. E. (1923) *Outline of Ground-Water Hydrology*. Geological Survey Water-Supply paper 494, vol. 494, p. 1-69.
- Miguez-Macho, G. and Fan, Y. (2012) The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 117, n°15. p. 1-27. doi:10.1029/2012JD017540.
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Polcher, J., Lombard, A. and Cazenave, A. (2005) Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n°9, p. 4-7.
- Njoku, E. G. and Chan, S. K. (2006) Vegetation and surface roughness effects on AMSR-E land observations. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, n°2, p. 190-199.
- Oliveira, I. De, Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G. and Kosuth, P. (2001) Temporal variations of river basin waters from Topex / Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Sciences-New York*, vol. 333, p. 633-643.
- Qile, Z., Xianglin, L. I. U., Ditmar, P., Siemes, C., Revtova, E., Hashemi-farahani, H. and Klees, R. (2011) Water storage variations of the Yangtze , Yellow , and Zhujiang river basins derived from the DEOS Mass Transport ( DMT-1 ) model. *Earth Sciences*. vol. 54, n°5, p.667-677. doi: 10.1007/s11430-010-4096-7
- Ramillien, G., Famiglietti, J. S. and Wahr, J. (2008) Detection of continental hydrology and glaciology Signals from GRACE: A review. *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n°4-5, p.361-374.
- Ramillien, G., Frappart, F. Cazenave, A. and Güntner, A. (2005) Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Planetary Science Letters* Vol. 235, Issues. p. 1-18. *Earth and*. doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.005
- Richey, A. S., Thomas, B. F. Lo, M.-H. Reager, J. T. Famiglietti, J. S. Voss, K. Swenson, S. and Rodell, M. (2015), Quantifying renewable groundwater stress with GRACE, *Water Resources Research*., Vol. 51, p. 5217-5238, doi:10.1002/ 2015WR017349.



- Rivera, A. (2008) International Year of Planet Earth 3. Groundwater Sustainable Development in Canada -Emerging Issues, vol. 35, n°2, p. 73-87.
- Rodell, M., Velicogna, I. and Famiglietti, J. S. (2009) Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, vol. 460, n°7258, p. 999-1002.
- Rodell, M. (2007) Remote Sensing of Terrestrial Water Storage and Application to Drought Monitoring. NASA Goddard Space Flight Center. p. 1-4.
- Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J. S., Nigro, J. and Wilson, C. R. (2007) Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, vol. 15, n°1, p. 159-166.
- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Chen, J., Seneviratne, S. I., Viterbo, P., Holl, S. and Wilson, C. R. (2004) Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L20504, doi:10.1029/2004GL020873
- Rodell, M. and Famiglietti, J. S. (2001) An analysis of terrestrial water storage variations in Illinois with implications for the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, vol. 37, n°5, p. 1327-1339.
- Rodell, M. and Famiglietti, J. S. (1999) Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field. *Water resources research*, vol. 35, n°9, p. 2705-2723.
- Rowlands, D. D., Luthcke, S. B., Klosko, S. M., Lemoine, F. G. R., Chinn, D. S., McCarthy, J. J., Cox, C. M., et al. (2005) Resolving mass flux at high spatial and temporal resolution using GRACE intersatellite measurements. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n°4, p.1-4.
- Scanlon, B. R., Longuevergne, L. and Long, D. (2012) Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, vol. 48, n°4, p. 1-9. DOI: 10.1029/2011WR011312.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. and Cook, P. G. (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, vol. 10, n°2, p.18-39. DOI 10.1007/s10040-0010176-2.
- Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Ritchie, J. C., Jackson, T. J. and Rango, A. (2002) Remote Sensing in Hydrology. *Advances in Water Resources*, vol. 25. p.1367-1385. DOI: 10.1016/S0309-1708(02)00065-9.
- Schoeller J.H. (1975) Groundwater Pollution - Symposium - Pollution des Eaux Souterraines (Proceedings of the Moscow Symposium, August 1971; Actes du Colloque de Moscou, Août1971): IAHS-AISH Publ. No. 103, p.1-7.

- Shamsudduha, M., Taylor, R. G. and Longuevergne, L. (2012) Monitoring groundwater storage changes in the highly seasonal humid tropics: Validation of GRACE measurements in the Bengal Basin. *Water Resources Research*, vol. 48, n°2, p. 1-12.
- Shen, H., Leblanc, M., Tweed, S. and Liu, W. (2015) Groundwater depletion in the Hai River Basin, China, from in-situ and GRACE observations. *Hydrological Sciences Journal*, vol. 60, n°4, p. 671-687.
- Slaymaker, O. (1993) The sediment budget of the Lillooet river basin, British Columbia. *Physical geography*, Vol.14, N°3.p.304-320.
- Strassberg, G., Scanlon, B. R. and Chambers, D. (2009) Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite: Case study of the High Plains aquifer, central United States. *Water Resources Research*, vol. 45, n°5, p. 1-10.
- Su, H., Yang, Z. L., Niu, G. Y. and Dickinson, R. E. (2008) Enhancing the estimation of continental-scale snow water equivalent by assimilating MODIS snow cover with the ensemble Kalman filter. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 113, n°8, p. 1-12.
- Sun, A. Y. (2013) Predicting groundwater level changes using GRACE data. *Water Resources Research*, vol. 49, n°9, p. 5900-5912.
- Sun, A. Y., Green, R., Swenson, S. and Rodell, M. (2012) Toward calibration of regional groundwater models using GRACE data. *Journal of Hydrology*, vol. 422 - 423, p.1-9.
- Swenson, S. and Wahr, J. (2006) Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n°8, p. 1-4.
- Swenson, S., Yeh, P. J. F., Wahr, J. and Famiglietti, J. (2006) A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in-situ measurements from Illinois. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n°16, p. 1-5.
- Swenson, S. (2003) Estimated accuracies of regional water storage variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, vol. 39, n°8, 1223.p.1-12. doi:10.1029/2002WR001808.
- Swenson, S. (2002) Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, n°B9, 2193.p.3-13.Doi: 10.1029/2001JB000576.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F. and Watkins, M. M. (2004) GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science (New York, N.Y.)*, vol. 305, n°5683, p. 503-505.

- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M. and Reigber, C. (2004) The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n°9. L09607, p.1-4. Doi: 10.1029/2004GL019920.
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S. et al (2012) Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, vol. 3, p. 322-329. doi:10.1038/nclimate1744.
- Todd, D. K. and Mays, L. W. (2005) *Groundwater hydrology*. 3rd edition. John Wiley & Sons. New Jersey. p. 329-337.
- Toure, A. M., Rodell, M., Yang, Z.-L., Beaudoin, H., Kim, E., Zhang, Y. and Kwon, Y. (2016) Evaluation of the Snow Simulations from the Community Land Model version 4 (CLM4). *Journal of Hydrometeorology*, vol. 17, p. 153-170.
- Trenhaile, A. S., (2010) *Geomorphology: A Canadian Perspective*. Oxford University Press; 3<sup>rd</sup> edition. p. 424.
- Vaux, H. (2011) Groundwater under stress: The importance of management. *Environmental Earth Sciences*, vol. 62, n°1, p. 19-23.
- Voss, K. A., Famiglietti, J. S., Lo, M., De Linage, C., Rodell, M. and Swenson, S. C. (2013) Groundwater depletion in the Middle East from GRACE with implications for transboundary water management in the Tigris-Euphrates-Western Iran region. *Water Resources Research*, vol. 49, n°2, p. 904-914.
- Wahr, J. (2007) Time-variable gravity from satellites. *Treatise on Geophysics*, p. 1-45.
- Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V. and Velicogna, I. (2004) Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n°11, p. 20-23.
- Wang, Z., Zeng, X. and Decker, M. (2010) Improving snow processes in the Noah land model, vol. 115, p. 1-16.
- Wiese, D. N., Folkner, W. M. and Nerem, R. S. (2009) Alternative mission architectures for a gravity recovery satellite mission. *Journal of Geodesy*, vol. 83, n°6, p. 569-581.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. and Zartarian, V. G. (1992) A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n°D3, p. 2717.
- Xiao, R., He, X., Zhang, Y., Ferreira, V. G. and Chang, L. (2015) Monitoring Groundwater Variations from Satellite Gravimetry and Hydrological Models: A Comparison with in-situ Measurements in the Mid-Atlantic Region of the United States. *Journal of Remote*

Sensing.Vol.7, p. 686-703.doi:10.3390/rs70100686.

- Yeh, P. J.-F. And Famiglietti, J. S. (2009) Regional Groundwater Evapotranspiration in Illinois. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, n°2, p. 464-478.
- Yeh, P. J.-F., Swenson, S. C., Famiglietti, J. S. and Rodell, M. (2006) Remote sensing of groundwater storage changes in Illinois using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, vol. 42, n°12, p.1-7.doi: 10.1029/2006WR005374.
- Yeh, P. J-F. and Eltahir, E. A. B. (2005) Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part I: Model development. *Journal of Climate*, vol. 18, n°12, p. 1861-1880.
- Yirdaw-Zeleke. S. and Snelgrove, K. R. (2011) Regional Groundwater Storage from GRACE over the Assiniboine Delta Aquifer (ADA) of Manitoba. *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n°4, p.396-407.
- Yirdaw-zeleke, S. (2010) Implications of GRACE Satellite Gravity Measurements for Diverse Hydrological Applications. ProQuest Dissertations And Theses; Thesis (Ph.D.)-University of Manitoba (Canada).Volume: 72-03.p. 198.
- Zaitchik, B. F., Rodell, M. and Reichle, R. H. (2008) Assimilation of GRACE Terrestrial Water Storage Data into a Land Surface Model: Results for the Mississippi River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, n°3, p. 535-548.
- Zhang, J., Wang, W.-C.and Wei, J. (2008) Assessing land-atmosphere coupling using soil moisture from the Global Land Data Assimilation System and observational precipitation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, n°D17, p. 1-14.